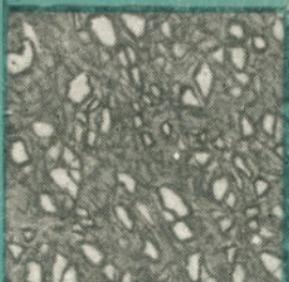


А.М.Даминова

породо- образующие минералы



А. М. Даминова

Породообразующие минералы

Издание второе,
переработанное
и дополненное

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов геологических
специальностей вузов



Москва
«ВЫСШАЯ ШКОЛА»
1974

Даминова А. М.

Д16 Породообразующие минералы. Учеб. пособие для студентов геолог. специальностей ун-тов и педагогических ин-тов. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Высш. школа», 1974.

205 с. с ил., рис., табл.; Библиограф.: стр. 200.

В предлагаемом пособии (первое издание вышло в 1963 г.) содержится оптическая характеристика породообразующих минералов, которая по возможности увязывается с их составом, структурой и условиями образования. Минералы рассматриваются по генетическим группам и в связи с их ролью в породах. Этот принцип не выдерживается в тех случаях, когда совместное нахождение минералов имеет диагностическое значение или когда два минерала представляют собой конечные ряды одного изоморфного ряда. К пособию приложены таблицы для определения под микроскопом минералов.

Д 20805—053
Д 001(01)—74 96—74

552

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Первое издание этого учебного пособия было осуществлено в 1963 г. С тех пор опубликовано много новых данных по породообразующим минералам, полученных как в результате изучения естественных объектов, так и с помощью экспериментальных исследований. В соответствии с этими данными в текст настоящего издания внесены частичные изменения, уточняющие состав, структуру и оптические свойства минералов, и некоторые дополнения, касающиеся их типоморфных особенностей. Кроме того, приведена характеристика ряда минералов, опущенных в первом издании (боулингит, лавсонит, омфацит и др.). Как и в первом издании, минералы расположены по генетическим группам, но в отношении оливинов, пироксенов, амфиболов и слюд этот принцип нарушен: все разновидности их описаны в одном разделе «Минералы магматических горных пород».

В отличие от первого издания минералы метаморфического происхождения сгруппированы по химическому составу, что облегчает студентам запоминание условий нахождения их в природе. Новыми в этом издании являются указатель минералов и список литературы, включающий основные справочники, монографии и учебные пособия по породообразующим минералам.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

В отечественной литературе имеется отличное учебное пособие по породообразующим минералам — книга В. Н. Лодочникова «Главнейшие породообразующие минералы». Эта книга, впервые изданная в 1931 г. и неоднократно переиздававшаяся в последующие годы (последнее издание 1955 г.), будет еще долго служить источником знания как для студентов геологических специальностей, так и для начинающих петрографов. Однако в эту книгу не могли войти очень важные дан-

ные по оптике и структуре силикатов, которые были получены за последнее десятилетие.

В предлагаемом пособии содержится оптическая характеристика породообразующих минералов, которая по возможности увязывается с их составом, структурой и условиями образования. Минералы рассматриваются по генетическим группам и в связи с их ролью в породах, что позволяет лучше подготовить студентов к изучению горных пород. Но следует сказать, что принятый принцип до конца не выдержан и в ряде случаев минералы разного генезиса описаны в одном месте. Это имеет место тогда, когда совместное нахождение минералов имеет диагностическое значение (оливин и серпентин) или когда два минерала представляют собой конечные члены изоморфного ряда (геденбергит и диопсид).

К учебному пособию приложены таблицы для определения под микроскопом примерно 200 минералов, составленные с учетом использования наиболее легко выявляемых оптических и кристаллографических свойств минералов.

Оптические константы и другие данные о составе, строении и происхождении минералов заимствованы из следующих источников: А. Г. Бетехтин «Минералогия», 1950; А. Н. Винчелл и Г. Винчелл «Оптическая минералогия», 1951 (русское издание 1953); Е. Ларсен и Г. Берман «Определение прозрачных минералов под микроскопом», 1934 (русское издание 1937); Ф. Ю. Левинсон-Лесинг и Д. С. Белянкин «Петрографические таблицы», 1933; В. Н. Лодочников «Главнейшие породообразующие минералы», 1955; В. И. Луцицкий «Петрография», т. I, 1947; В. С. Соболев «Введение в минералогию силикатов», 1949; В. Е. Трегер «Таблицы для оптического определения породообразующих минералов», 1952 (русское издание 1958); Ф. В. Чухров «Коллоиды в земной коре», 1955; М. С. Швецов «Петрография осадочных пород», 1958. Новые данные по полевым шпатам почерпнуты из статей А. Н. Заварицкого (1951), А. Н. Заварицкого, В. С. Соболева, Л. Г. Кваша, В. П. Костюк, Л. П. Бобриевича (1958), А. С. Марфунина (1957—1960) и зарубежных авторов, помещенных в двух сборниках иностранной литературы «Полевые шпаты» за 1952 и 1956 гг. Новые данные по глинистым минералам — из информационных бюллетеней комиссии по изучению глин АН СССР за 1960 и 1961 гг.

МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Породообразующие минералы — это составные части горных пород, отличающиеся друг от друга по химическому составу и физическим свойствам.

Среди породообразующих минералов различаются: 1) характерные, типоморфные минералы, имеющие исключительно магматическое, осадочное или метаморфическое происхождение, и 2) минералы, образующиеся при разных геологических процессах и находящиеся в породах любого генезиса. Например, лейцит, содалит находятся только в магматических породах; гипс, глауконит являются типичными минералами осадочных пород; везувиан, дистен имеют только метаморфическое происхождение. Но самые распространенные минералы земной коры — полевые шпаты и кварц могут иметь как магматический, так и осадочный и метаморфический генезис.

В магматических горных породах могут находиться минералы, образовавшиеся из магмы при ее кристаллизации, а также минералы, возникшие позже, за счет изменения первых. Минералы, выкристаллизовавшиеся из магмы, принято называть *магматическими* или *первичными*, а образовавшиеся за счет изменения первичных — *постмагматическими* или *вторичными*. Образование вторичных минералов может происходить в разное время после затвердения магмы. Очень часто они возникают при процессах автометаморфизма, сразу после кристаллизации магматической породы. Но они также могут появиться и значительно позже, под влиянием растворов, не связанных с происхождением породы. Иногда они возникают при процессах выветривания. Выяснить вопрос о том, какие агенты привели к образованию тех или иных вторичных минералов, очень важно, но это не всегда удается сделать. Поэтому до выяснения генезиса все

вторичные минералы можно относить к одной группе постмагматических минералов. Химический состав постмагматических минералов обычно связан с составом первичных, вследствие чего характер изменения может служить диагностическим признаком при определении магматического минерала.

Кроме первичных и вторичных минералов, в магматических породах могут быть обнаружены *ксеногенные* — чужие минералы, возникающие за счет загрязнения магмы растворенными в ней обломками осадочных пород. Если магма растворяет (ассимилирует) обломки глинистых сланцев, она обогащается глиноземом и это может привести к образованию в магматической породе силлиманита и корунда — минералов метаморфического происхождения. Если магма ассимилирует известняки, она обогащается кальцием, в результате чего в магматической породе может появиться примесь волластонита — минерала, также характерного для метаморфических пород. Ксеногенные минералы, таким образом, являются метаморфическими минералами, возникающими в магматических породах при особых условиях.

Какие же минералы следует считать первичными и как доказывается их магматическое происхождение?

К первичным относятся минералы, обнаруженные в виде порфировых выделений в эфузивных породах и, следовательно, образованные из магматического расплава. К вторичным относятся такие минералы, которые в виде вкраплеников в эфузивных породах никогда не встречались.

Первичные минералы по количественной значимости их в породах разделяются на *главные* и *акцессорные*. Последние составляют незначительный объем породы. Состав акцессорных минералов характеризуется тем, что в нем обычно участвуют химические элементы, которые в породах играют роль примесей.

Главные минералы магматических пород являются *силикатами* и *алюмосиликатами*. По особенностям химического состава и окраски, обусловленной составом, среди главных минералов различаются *темноцветные*, или *фемические* (содержащие много железа и магния), и *светлые*, или *салические* (содержащие много кремния и алюминия). К темноцветным пордообразующим минералам относятся оливины, пироксены, амфиболы, биотит. К светлым пордообразующим минералам — пла-

гиоклазы, натри-калиевые полевые шпаты, кварц, фельдшпатоиды.

Акцессорные минералы подразделяются на *характерные*, присущие только определенным породам, и *нехарактерные*, которые встречаются в породах разного состава. Характерными акцессорными минералами являются хромит, шпинель, лопарит, перовскит, шорломит и др. Нехарактерными — апатит, циркон, титанит, магнетит.

К вторичным минералам магматических пород относятся серпентин, тальк, хлорит, tremolit-актинолит, клиноцизит-эпидот, серицит, каолинит, цеолиты, карбонаты и др.

Пордообразующие минералы встречаются в природе не в виде случайных скоплений, а образуют закономерные ассоциации, которыми являются горные породы. Нахождение в породе одного минерала определяет присутствие или отсутствие другого. Например, кварц не встречается вместе с нефелином и лейцитом — минералами, недосыщенными кремнеземом. Нефелин очень часто находится вместе с эгирином. Оливин совместно с роговой обманкой встречается весьма редко и т. п. Поэтому знание возможных ассоциаций минералов помогает их диагностике.

При определении пордообразующих минералов обычно выясняют историю их формирования. С этой целью внимательно исследуют характер ограничения минералов и взаимоотношения их друг с другом.

Идиоморфными, или *автоморфными*, называют минералы, ограниченные собственными гранями, присущими им природе. *Гипидиоморфными*, или *гипавтоморфными*, — минералы, имеющие частично свойственные им грани, частично ограниченные гранями соседних зерен. Наконец, *аллотриоморфными*, или *ксеноморфными*, называют такие минералы, которые не имеют свойственных им граней; их форма определяется исключительно гранями соседних минералов. Такие аллотриоморфные минералы заполняют промежутки между идиоморфными и гипидиоморфными минералами (рис. 1).

Следует отметить, что по степени идиоморфизма раньше устанавливали последовательность кристаллизации минералов. Те минералы, которые имели лучшую огранку, были более идиоморфными, относились к более ранним образованиям. Однако наблюдения показали,

что идиоморфизм минералов обусловлен не только относительным временем их кристаллизации, но в очень большой степени зависит от кристаллизационной способности минералов. Поэтому при решении вопроса о последовательности образования минералов магматической породы следует учитывать ряд признаков, а не ограничиваться только характером огранки минеральных зерен.

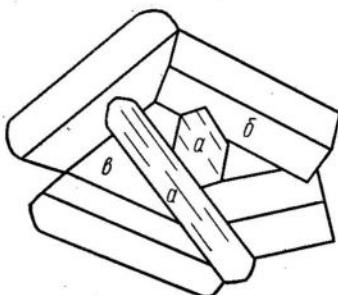


Рис. 1. Минералы разной степени идиоморфизма:
а — идиоморфные; б — гипидноморфные;
в — аллотриоморфные

Можно указать на следующие явления, которые в ряде случаев могут быть использованы для решения вопроса о порядке выделения минералов.

1. *Включения* одного минерала в другом. В неперекристаллизованной магматической породе минералы, находящиеся в виде включений, являются более ранними образованиями, чем минералы, включающие их (рис. 2, А).

2. *Замещения*. Замещающий минерал является более поздним образованием, чем замещенный (рис. 2, Б).

3. *Пересечения*. Минерал, выполняющий трещинки, пересекающие другие минералы, образовался позже последних (рис. 2, В).

4. *Ассоциации*. Если наблюдается постоянное совместное нахождение двух минералов и если время выделения одного из них известно, оно будет таким же для другого (рис. 2, Г).

5. *Относительные размеры минеральных зерен*. В породах неперекристаллизованных крупные зерна (порфировые выделения) образованы ранее агрегата мелких зерен основной массы (рис. 2, Д).

6. *Характер идиоморфизма*, который, как сказано выше, следует учитывать с осторожностью, так как ряд минералов, независимо от времени кристаллизации, всегда образует идиоморфные кристаллы (рис. 2, Е).

Изучение последовательности кристаллизации минералов из расплава, соответствующего по составу базальтовой магме, показало, что минералы, выделившиеся из

магмы первыми, не остаются неизмененными в течение последующей кристаллизации расплава, а вступают с последним в реакционные отношения, в результате чего образуются новые минералы. Это явление, получившее в петрографии название *реакционного принципа Боэна*, широко распространено в природе. Установлено, что темноцветные минералы образуют один реакционный ряд, а светлые минералы — второй реакционный ряд. В этих

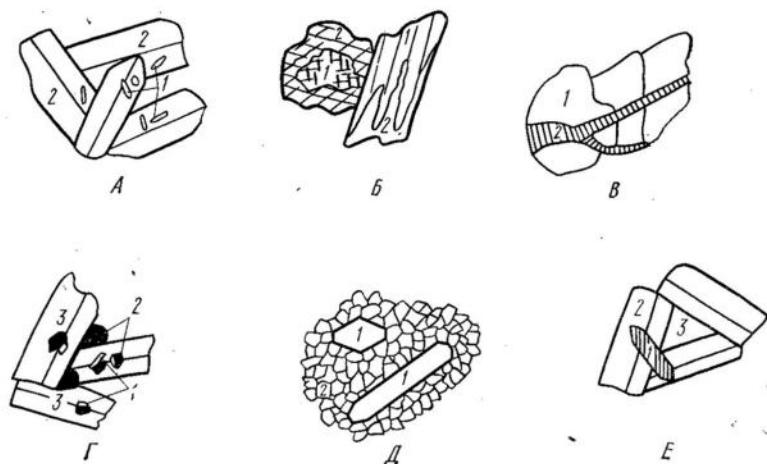


Рис. 2. Последовательность образования минералов:
1 — наиболее ранние, 2 — более поздние, 3 — самые поздние (в случае Г минералы 1 и 2 близки по времени образования)

рядах последовательность образования минералов всегда определенная. Совместная кристаллизация минералов двух реакционных рядов протекает с образованием *эвтектики*, поэтому последовательность их выделения в каждом конкретном случае будет определяться составом расплава. На рис. 3 приведено схематическое изображение реакционных и эвтектических отношений между главнейшими минералами магматических пород по А. Н. Заварицкому.

Характеристика главных минералов магматических пород дана в порядке расположения их в реакционных рядах. Сначала рассмотрены темноцветные минералы, начиная с оливина, затем светлые, начиная с плагиоклазов. Наиболее характерные вторичные минералы описа-

ны вместе с теми первичными, по которым они развиваются. В последнюю очередь рассмотрены акцессорные минералы магматических пород, сначала прозрачные, затем непрозрачные.

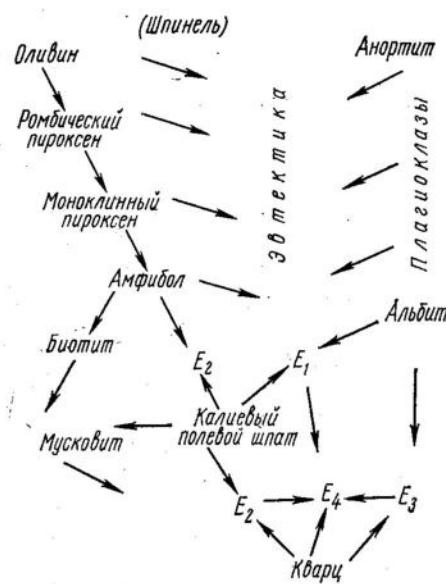


Рис. 3. Схематическое изображение соотношений главнейших минералов при кристаллизации магматического расплава по А. Н. Заварыкому

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

ГРУППА ОЛИВИНА

Оливины представляют собой непрерывный ряд изоморфных смесей **форстерита** — Mg_2SiO_4 и **фаялита** — Fe_2SiO_4 .

Природные магнезиальные разности оливинов обычно содержат примесь никеля и хрома, железистые — марганца и кальция.

Форстерит кристаллизуется при температуре 1890°, фаялит — 1205° С. Из этого следует, что богатые магни-

ем оливины магматических пород образовались ранее железистых оливинов.

По структуре оливины относятся к островным силикатам, или, иначе, к тетраэдрическим ортосиликатам, в которых изолированные тетраэдрические анионы $[SiO_4]^{4-}$ соединены катионами Mg и Fe^{2+} . Ввиду того, что ионы кислорода по сравнению с ионами Si , Mg и Fe^{2+} имеют

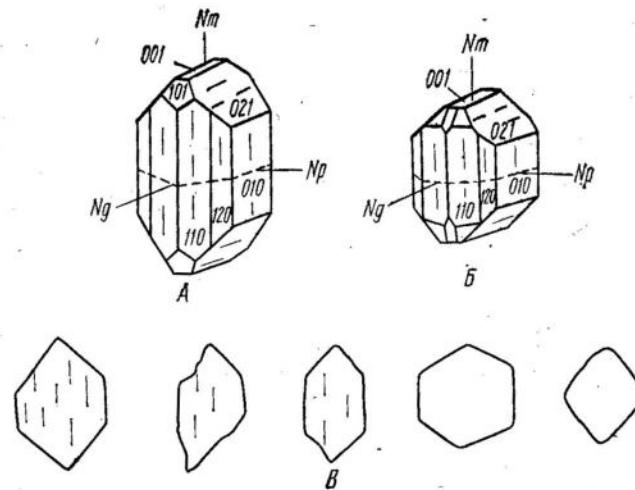


Рис. 4. Оливины: A — форстерит, B — фаялит, В — формы разрезов в шлифах

большие размеры, характер решетки определяется расположением кислородных ионов, которые сложены по типу плотнейшей гексагональной упаковки. Наличие плотнейшей упаковки в структуре объясняет большую плотность и высокий показатель преломления минералов группы оливина.

Оливины кристаллизуются в ромбической сингонии и имеют на кристаллах хорошо развитые грани пинакоидов, призмы и пирамиды. Оливины, образующие порфировые выделения в излившихся породах, дают характерные формы разрезов в шлифах в виде вытянутых шестиугольников, иногда корродированных (рис. 4). В глубинных породах оливины встречаются в виде зерен изометричной формы. Спайность в оливинах несовершенная по (010) и (100), но в железистых разностях

спайность по (010) имеет отчетливый характер. Изредка наблюдаются двойники, срастающиеся по (011), (012) и (031).

Ориентировка оптической индикатрисы в оливинах следующая: плоскость оптических осей параллельна (001) и, таким образом, ось Nm совпадает с третьей

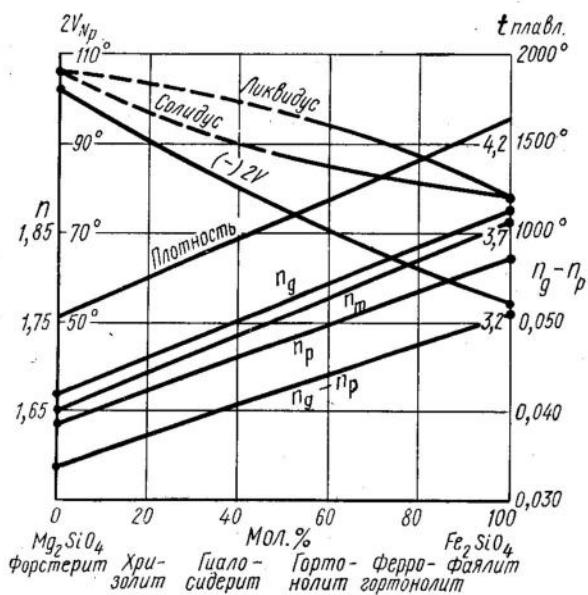


Рис. 5. Диаграмма изменения состава и свойств в ряду форстерит — фаялит и кривые кристаллизации оливинов. Кривые по Н. Л. Боузну и Д. Ф. Шереру; подразделения группы оливина по Л. Р. Вагеру и У. А. Диру

кристаллографической осью c , Ng — с первой осью a и Np — со второй осью b . В связи с такой ориентировкой индикатрисы вдоль трещин спайности по (010) всегда лежит относительно большая ось индикатрисы Ng' .

В шлифах оливины бесцветны, исключение составляет фаялит, имеющий желтоватую окраску.

Оптические свойства оливинов закономерно связаны с их химическим составом (см. диаграмму состав — свойство, рис. 5). Показатели преломления, сила двупре-

ломления, угол оптических осей около оси Ng так же, как плотность, постепенно возрастают при переходе от магнезиальных членов ряда оливинов к железистым. Для форстерита $n_g = 1,670$, $n_m = 1,651$, $n_p = 1,635$, $n_g - n_p = 0,035$; $+2V = 82^\circ$; плотность — 3,22. Для фаялита $n_g = 1,879$, $n_m = 1,869$, $n_p = 1,827$; $n_g - n_p = 0,052$; $-2V = 46^\circ$; плотность — 4,39.

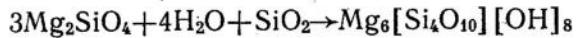
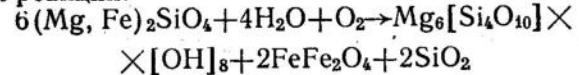
При точном определении показателей преломления, силы двупреломления или угла оптических осей (еще лучше, если известно несколько констант) по диаграмме состав — свойство можно установить химический состав исследуемого оливина.

Оптические свойства обусловливают резкий рельеф и шагреневую поверхность оливинов в шлифах, высокие интерференционные окраски, прямое погасание разрезов и очень четкую интерференционную фигуру. Так как большинство природных оливинов магматических пород содержит от 10 до 30% Fe_2SiO_4 , оптический знак оливинов близок к нейтральному (изогира коноскопической фигуры на разрезе, перпендикулярном оптической оси, при вращении столика все время остается прямой). Магнезиальные разности оливинов имеют положительный оптический знак, железистые — отрицательный.

Оливины — обычные минералы ультраосновных и основных пород. Чистый форстерит из магм не кристаллизуется; он в природе встречается только в метаморфических породах — форстеритовых мраморах. Чистый фаялит обнаружен в пегматитах и в некоторых кислых и щелочных эфузивных и интрузивных породах, а также в метаморфических породах — железистых кварцитах.

Оливины легко изменяются под воздействием гидротермальных растворов и при выветривании. Характерными продуктами изменения их являются серпентин, иддингсит и боуллингит. Иногда по оливину развивается изотропное вещество, которое описывается как хлорофейт. Серпентинизация обычно сопровождается образованием магнетита или гематита за счет железа, входящего в состав оливина, а если в последнем имеется значительная примесь никеля, может образоваться также никелевый серпентин — гарниерит. Кроме того, оливины иногда замещаются тальком, хлоритом, tremolитом, бруситом, магнезитом. Превращение оливина в серпентин можно изобразить следующими уравнениями хими-

ческих реакций:



Серпентинизация оливинов происходит при температуре ниже 400° С. Она, как правило, начинается с трещин и при этом возникают весьма характерные петельчатые

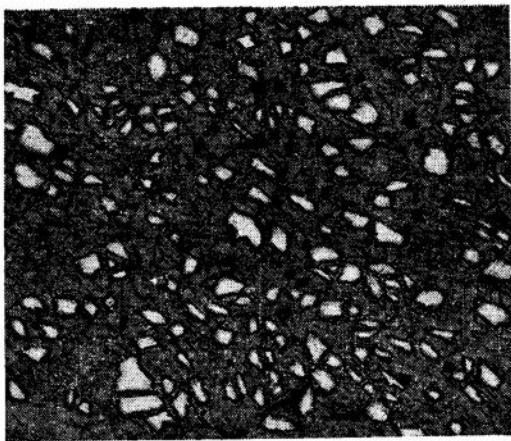


Рис. 6. Петельчатая структура замещения оливина серпентином

структуры, в ядрах которых сохраняются реликты оливина с резким рельефом и высокими цветами интерференции, окруженные безрельефным серпентином с серыми цветами интерференции (рис. 6). При дальнейшем развитии процесса реликты оливина исчезают и образуются полные псевдоморфозы серпентина по оливину.

Ниже описаны продукты изменения оливинов.

Серпентин — $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_8$ — в шлифах бесцветный или светло-зеленый с незаметным или очень слабым плеохлоризмом. По структуре — листовый силикат.

В связи с некоторыми особенностями структуры и разными формами выделения различаются четыре разновидности серпентина: волокнистый — **хризотил** (под элек-

тронным микроскопом он трубчатый), пластиначатый — **антигорит**, зернистый серпентин — **лизардит** (под электронным микроскопом он обнаруживает пластиначатую форму подобно антигориту) и бесформенный опаловидный — **серпифит**. Крупнопластиначатый серпентин, представляющий гомоосевые псевдоморфозы по ромбическому пироксену, называется баститом. Первые три разновидности кристаллизуются в моноклинной сингонии, четвертая является аморфной.

Серпентины обычно образуют весьма тонкозернистые агрегаты, что затрудняет точное определение их оптических свойств. Только для пластинок антигорита установлены полностью все оптические константы.

Антигорит имеет n_g , колеблющееся от 1,562 до 1,574, n_m — 1,565 и n_p — от 1,558 до 1,567. Двупреломление колеблется от 0,004 до 0,007. Угол оптических осей отрицательный — от 37 до 61° с дисперсией $r > v$. Минерал имеет совершенную спайность по (001) и так как ось Np оптической индикаторы расположена почти перпендикулярно к плоскости спайности, знак удлинения пластинок антигорита положительный. Изредка в антигорите наблюдаются простые двойники и тройники, повернутые относительно друг друга на 60° вокруг нормали к (001).

Для лизардита определены n_g от 1,546 до 1,560, n_p от 1,538 до 1,554, $n_g - n_p$ от 0,006 до 0,008, небольшой отрицательный угол оптических осей. Спайность совершенная по (001), двойники не наблюдались.

Хризотил имеет n_g от 1,545 до 1,556 и n_p от 1,532 до 1,549. Двупреломление большей частью 0,007 и до 0,013. В связи с такими оптическими свойствами хризотил при одном николе почти не отличается от канадского бальзама, а при двух николях имеет серый или белый цвет и волнистое погасание благодаря волокнистому строению. Удлинение волокон положительное. Однако имеется волокнистый серпентин, имеющий отрицательное удлинение, который называется α -серпентином в отличие от γ -серпентина, имеющего положительное удлинение. Такие разновидности можно наблюдать в серпентинах, обнаруживающих при скрещенных николях петельчатую структуру, которая создается сетью прожилков хризотила с положительным удлинением, между которыми располагаются участки, сложенные или изотропным серпифитом, или волокнистым серпентином, имеющим отрицательное удлинение. Волокна в ядрах располагаются или

в одном направлении, или образуют агрегаты в форме «песочных часов» (рис. 7).

Иддингсит — красновато-коричневое вещество листовато-волокнистого строения, образующее псевдоморфозы по железистым оливинам эфузивных основных пород. Ранее считали, что иддингсит — минерал с составом $\text{H}_4\text{MgFe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. По новым данным, иддингсит является поликристаллическим веществом, состоящим

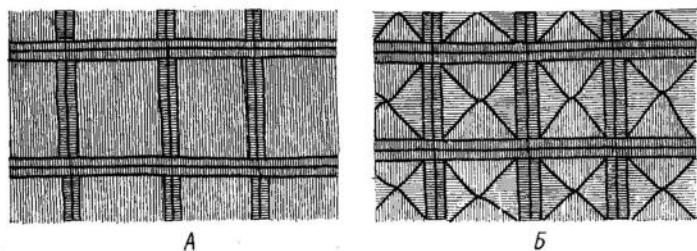


Рис. 7. Схемы петельчатой структуры серпентина: А — в ядрах — волокна одного направления, Б — в ядрах — агрегаты в форме «песочных часов» (У. А. Дир и др., 1966)

преимущественно из смектита (минерал из группы монтмориллонита) и хлорита с примесью гетита, кварца, кальцита и реже талька и слюды. Несмотря на поликристаллический характер, иддингсит нередко имеет вид горючего вещества, что объясняется однородной ориентировкой слагающих его минералов, унаследовавших кислородный каркас первичного оливина. В шлифе иддингсит похож на биотит. Он плеохроирует от темно-коричневого до желтого, имеет высокий показатель преломления — от 1,61 до 1,86 и высокое двупреломление — от 0,042 до 0,072.

Боуллингит — зеленое, обычно волокнистое вещество, замещающее оливин и иногда встречающееся в миндалинах и в трещинах эфузивных и гипабиссальных основных пород. Боуллингит так же, как иддингсит, является поликристаллическим веществом. Он состоит из смектита и хлорита в ассоциации с антигоритом и хризотилом, присутствующими порознь или совместно, и содержит незначительную примесь талька, слюды, кварца и, возможно, сепиолита. По химическому составу боу-

лингит отличается от иддингсита повышенным содержанием магния и алюминия и более низким — железа. Показатели преломления боуллингита колеблются от 1,48 до 1,62. Двупреломление около 0,025.

Хлорофейт — изотропное вещество, по химическому составу занимающее промежуточное положение между иддингситом и боуллингитом. Минеральные компоненты его не определены. Хлорофейт имеет интенсивную окраску разного цвета от ярко-оранжевой до зеленой и различные показатели преломления, колеблющиеся от 1,50 до 1,62.

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ

По химическому составу пироксены отличаются от оливинов большим содержанием SiO_2 , а также тем, что, помимо катионов Mg и Fe^{2+} , в их составе участвуют Ca , Na , Li , Fe^{3+} и Al . Кроме того, в пироксене — авгиате часть Si в кремнекислородных тетраэдрах замещена Al , т. е. этот пироксен относится уже к алюмосиликатам.

Пироксены образуются или путем преобразования оливинов, выделяющихся первыми из магмы и затем вступающих в реакцию с расплавом, или непосредственной кристаллизацией из магмы, или при процессах метаморфизма. Пироксены, возникающие за счет преобразования оливинов, замещают последние и развиваются вокруг них, обусловливая появление характерной друзитовой структуры (рис. 8). Температура преобразования форстерита в пироксен-клиноэнstatит равна 1557°С, температура кристаллизации пироксена-диопсида — 1391°С.

Превращение оливина в ромбический пироксен, которое происходит при повышении в расплаве содержания кремнезема, можно изобразить следующим уравнением:

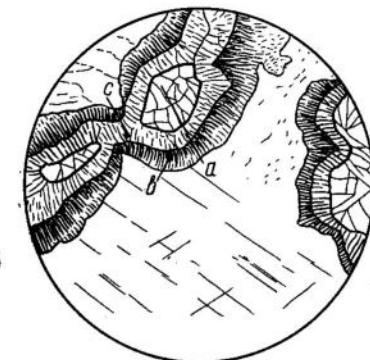
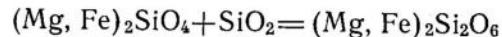


Рис. 8. Друзитовая структура:
а — оливин, б — пироксен, в — амфибол

По кристаллохимической структуре пироксены относятся к цепочечным силикатам, в которых кремнекислородные тетраэдры соединены в непрерывные цепочки через ионы кислорода. Элементарная ячейка такой цепочки будет состоять из 2Si и 6O и иметь четырехвалентный отрицательный заряд, который погашается катионами (рис. 9).

Физические свойства пироксенов находятся в полном соответствии с их структурой. Цепочки кремнекислородных тетраэдров в них вытянуты в одном направлении —

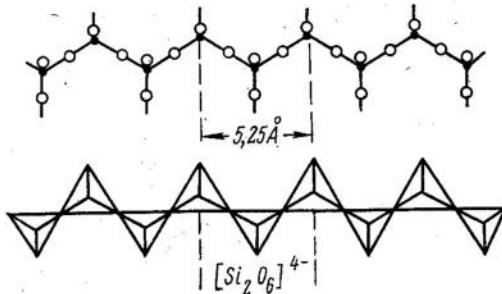


Рис. 9. Непрерывная цепочка кремнекислородных тетраэдров — основа строения пироксенов. Элементарная ячейка состоит из 2Si и 6O (Si — черные кружки, O — белые кружки)

вдоль оси *c*, поэтому кристаллы пироксенов имеют призматический облик в отличие от изометрических зерен оливина, где основой строения являются изолированные тетраэдры. Благодаря тому, что связь через кислород в цепочке кремнекислородных тетраэдров (Si—O—Si) более прочна, чем связь через катионы между цепочками, все пироксены обладают совершенной спайностью по призме (110), которая проходит параллельно вытянутости кристаллов. Угол между трещинами спайности в пироксенах равен 87°, причем разрезы, перпендикулярные к призме, имеют тетрагональный облик (рис. 10). В связи с менее плотной упаковкой (по сравнению с соответствующими по составу оливинами) пироксены имеют несколько меньшую плотность и несколько меньшие показатели преломления.

По кристаллографическим особенностям среди пироксенов выделяются ромбические и моноклинные. Эти осо-

бенности обусловлены разным характером взаимного расположения кремнекислородных цепочек при соединении их катионами.

Пироксены, в составе которых участвуют катионы Na, Li, Fe³⁺, Al, кристаллизуются в моноклинной сингонии. Пироксены с катионами Ca, Mg, Fe²⁺, богатые кальцием (содержащие более 25 мол. % CaSiO₃), также являются моноклинными. При незначительном содержании

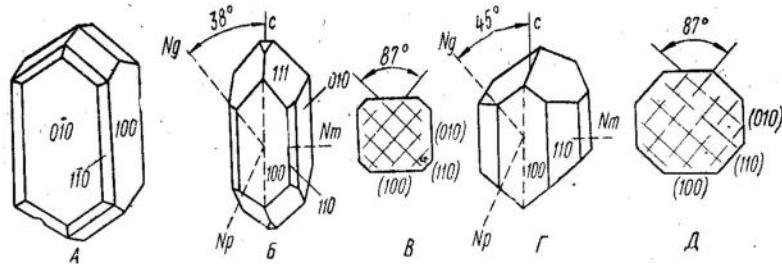


Рис. 10. Пироксены: *A* — энstatит, *B* — диопсид, *В* — поперечный разрез диопсида, *Г* — авгит, *Д* — поперечный разрез авгита

кальция (менее 15 мол. % CaSiO₃) среди них могут быть как моноклинные, так и ромбические формы. Так, в случае разностей, содержащих более 30 мол. % FeSiO₃, высокотемпературные пироксены образуют моноклинные кристаллы (пижонит), низкотемпературные — ромбические. Магнезиальные разности (менее 30 мол. % FeSiO₃) в горных породах находятся только в ромбической модификации.

Классификацию пироксенов в соответствии с их кристаллографическими особенностями и преобладающими в их составе катионами можно представить в следующем виде:

Ромбические пироксены

Железо-магнезиальные
Энstatит — $Mg_2[Si_2O_6]$
Гиперстен — $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$
Ферросилит — $Fe_2[Si_2O_6]$

Моноклинные пироксены

1. Железо-магнезиальные с кальцием
Пижонит — $(Mg, Fe, Ca)(Mg, F)[Si_2O_6]$

2. Кальциевые
 - Диопсид — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 - Геденбергит — $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 - Авгит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
3. Натри-кальциевые
 - Омфацит — $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$
4. Щелочные
 - Эгирий — $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 - Жадеит — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 - Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Химические составы железо-магнезиальных и кальциевых пироксенов в координатах содержаний атомов Ca, Mg и $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$ представлены на рис. 11.

Как в ромбических, так и в моноклинных пироксенах, за исключением пижонита, плоскостью оптических осей является второй пинакоид (010). В пижонитах плоскость оптических осей также может располагаться параллельно второму пинакоиду, но в большинстве случаев она перпендикулярна к ней.

Угол между третьей кристаллографической осью *c* и осью *Ng* (угол погасания) имеет разную величину в пироксенах разного состава (рис. 12).

В ромбических пироксенах ось *Ng* лежит параллельно *c* и, таким образом, они имеют прямое погасание и положительное удлинение. В сподумене угол *c* с *Ng* = 26° , в жадеите — 35° , диопсиде — 38° , геденбергите — 48° , авгите — $38-51^\circ$, в эгирии — 95° . Из этого следует, что большинство моноклинных пироксенов имеет большие углы погасания и знак удлинения для них не характерен, за исключением щелочного пироксена — эгирина, угол погасания которого менее 10° и знак удлинения отрицательный.

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Ромбические пироксены являются членами изоморфного ряда: энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — ферросилит $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Магнезиальные члены этого ряда, в том числе почти чистый энстатит, широко распространены в ультраосновных и основных магматических породах, тогда как железистые члены находятся преимущественно в метаморфических породах, а чистый ферросилит в природе вообще не обнаружен.

Разновидности ромбических пироксенов выделяются по содержанию в их составе ферросилита (в %): 0—12 — энстатит, 12—30 — бронзит, 30—50 — гиперстен, 50—70 —

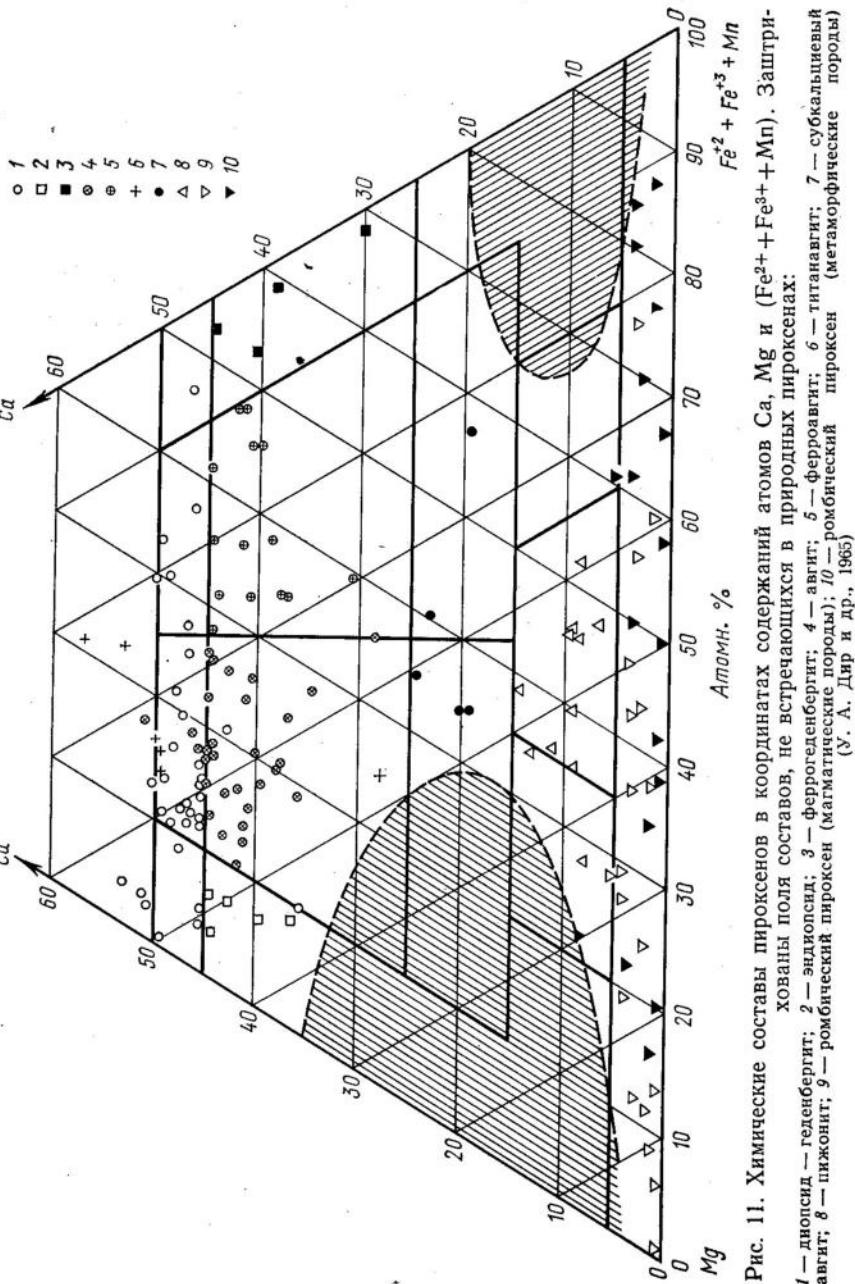


Рис. 11. Химические составы пироксенов в координатах содержаний атомов Ca, Mg и $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$. Заштрихованы поля составов, не встречающихся в природных пироксенах:
 1 — диопсид — геденбергит; 2 — энstatит; 3 — ферросилит; 4 — авгит; 5 — титанавгит; 6 — щелочный пироксен (метаморфические породы); 7 — ромбический пироксен (магматические породы); 8 — пижонит; 9 — пижонит (магматические породы); 10 — ромбический пироксен (магматические породы).
 (Y. A. Дир и др., 1965)

ферригиперстен, 70—88 — эвлит, 88—100 — ферросилит.

Оптические свойства от энстатита к ферросилиту изменяются закономерно (рис. 13): при замещении магния железом возрастают показатели преломления (n_g — от 1,658 до 1,788, n_m — от 1,653 до 1,770, n_p — от 1,650 до 1,768) и двупреломление (от 0,007 до 0,020).

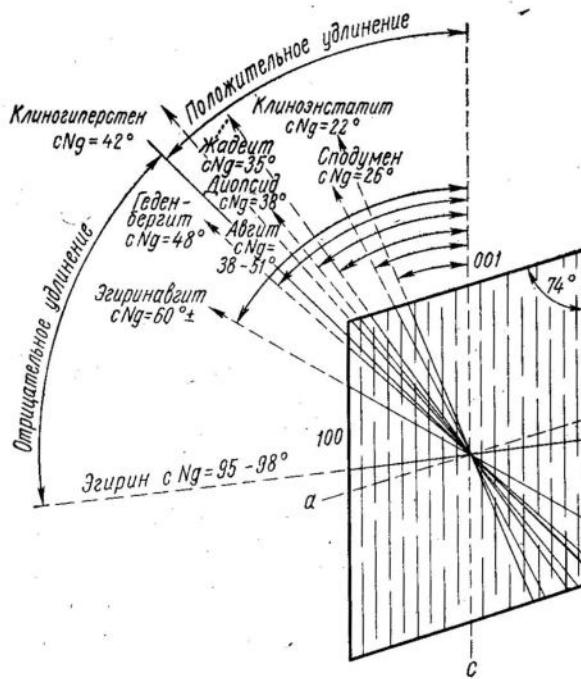


Рис. 12. Углы погасания моноклинных пироксенов на разрезе, параллельном (010) (по А. Н. Винчеллу и Г. Винчеллу, 1953)

Величина угла оптических осей изменяется непрерывно и симметрично. Так, $2V$ чистого энстатита (Fs_0) положительный и равен 55° и точно такой же угол оптических осей, рассчитанный путем экстраполяции, имеет чистый ферросилит (Fs_{100}). Оптический знак $2V$ изменяется дважды: от Fs_0 до Fs_{12} и от Fs_{88} до Fs_{100} — положительный, а от Fs_{12} до Fs_{88} — отрицательный. Минимальное значение $2V$, равное 50° , наблюдается у гиперстена (Fs_{50}). Установлено, что ромбические пироксены эффи-

зивных пород Fs_{35} — Fs_{65} имеют большие углы оптических осей, чем соответствующие им по составу пироксены интрузивных пород. Это различие обусловлено, вероятно, двумя причинами: 1) влиянием примеси кальция,

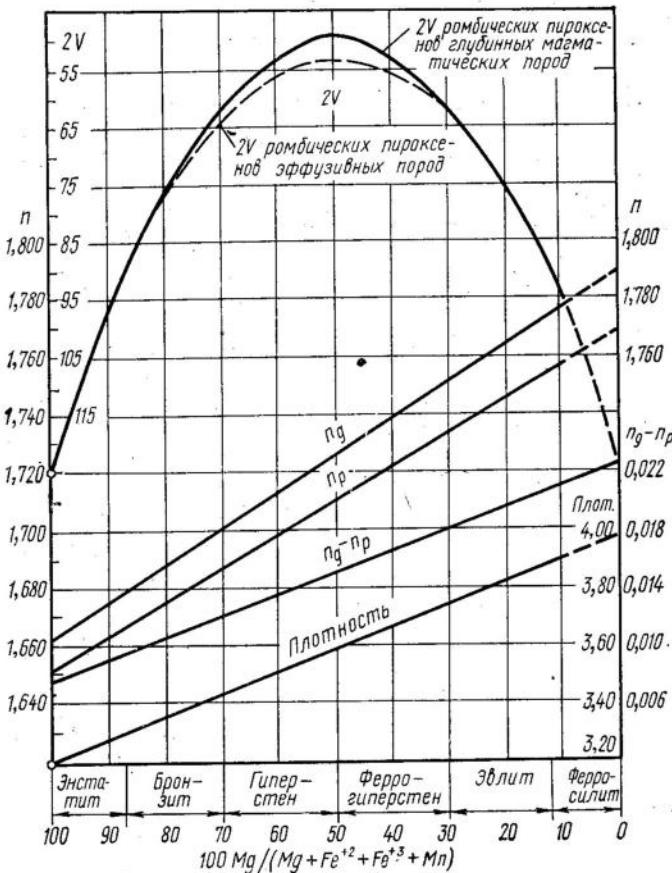


Рис. 13. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в ряду ромбических пироксенов (У. А. Дир и др., 1965)

который может входить в состав быстро остывших ромбических пироксенов эфузивных пород (в гиперстенах интрузивных пород, образовавшихся при медленном охлаждении магмы, он отсутствует) и 2) разной степенью

упорядоченности структуры тех и других, также вызванными условиями кристаллизации.

Энстатит в шлифах бесцветный. Гиперстен слабо окрашен и плеохроирует. Окраска гиперстена по Ng — светло-зеленоватая, по Nm — желтоватая, по Np — светло-розовая. Более железистые, чем гиперстен, разновидности ромбических пироксенов имеют более интенсивные



Рис. 14. Ромбический пироксен с вростками моноклинного пироксена; $\times 36$, николи скрещены

окраски. В соответствии с высокими показателями преломления ромбические пироксины обладают резким рельефом и шагреневой поверхностью. Двупреломление у широко распространенных разновидностей ромбических пироксиных небольшое (у гиперстена — 0,012—0,015, у энстатита — 0,007—0,009), поэтому и цвета интерференции низкие.

Нередко ромбические пироксины основных пород содержат ориентированные пластинчатые вростки богатого кальцием моноклинного пироксена (рис. 14). Такие ромбические пироксины представляют собой претерпевший инверсию пижонит, который в эфузивных породах сохраняется, а в интрузивных породах в условиях медленного охлаждения превращается в ромбический пироксен.

При этом за счет кальция, содержащегося в его составе, образуются вростки моноклинного пироксена.

В эфузивных породах встречаются зональные ромбические пироксины: в ядре они более магнезиальны, чем по периферии. Иногда в них наблюдается также обратная зональность: краевые части менее железистые, чем ядро.

Характерной особенностью ромбических пироксиных, обнаруживаемой при скрещенных николях, является их

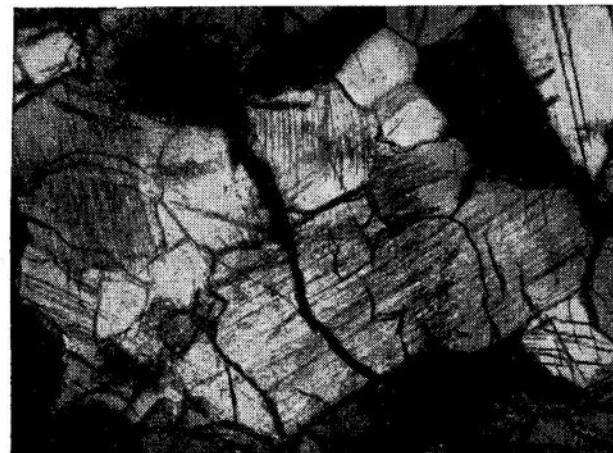


Рис. 15. Волокнистое строение ромбического пироксена, проявляющееся при скрещенных николях; $\times 36$

тонкопластинчатое, почти волокнистое строение (рис. 15). Такое строение одни авторы объясняют полисинтетическим двойникование, другие — наличием субмикроскопических вростков моноклинного пироксена. Очень вероятно, что указанные причины обуславливают также аномальное косое погасание ромбических пироксиных (cNg доходит до 10°), которое наблюдается довольно часто. Наличие косого погасания в ромбических пироксинах затрудняет их диагностику. Зерна с косым погасанием могут быть приняты за моноклинные пироксины. В связи с этим при определении ромбических пироксиных нельзя ориентироваться только на погасание, а следует учитывать плеохроизм их, низкое двупреломление, тонкопластинчатое строение, продукты изменения.

Ромбические пироксены изменяются почти так же, как оливины, превращаясь в серпентин и магнетит. Выше уже упоминались баститы — гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ромбическим пироксенам, очень характерные и распространенные образования. Изредка по ромбическим пироксенам развивается тальк, tremолит и хлорит. Наблюдаются сопутствующие этим минералам вторичные продукты в виде карбонатов и различных модификаций кремнезема.

Отметим, что, кроме ромбического энстатита и гиперстена, существуют моноклинные магнезиально-железистые пироксены, которые носят названия клиноэнстатита, клиногиперстена и клиноферросилита. Эти минералы имеют косое погасание с углами $cNg = 22^\circ$ (клиноэнстатит), 42° (клиногиперстен), $34,5^\circ$ (клиноферросилит) и положительный угол оптических осей, который колеблется от 53° в $Mg_2[Si_2O_6]$ до малого в $Fe_2[Si_2O_6]$.

Моноклинные железо-магнезиальные пироксены легко синтезируются, но в горных породах, за исключением клиноферросилита, не обнаружены. Клиноферросилит описан из лиофиз в обсидиане.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Пижонит — $(Mg, Fe, Ca)(Mg, Fe)[Si_2O_6]$ — широко распространен в эффузивных породах и быстро застывших малых интрузивах и неизвестен в метаморфических породах. Он встречается обычно в виде микроврапленников и в мелких зернах основной массы эффузивных пород, но иногда образует также порфировые выделения. В глубинных породах пижонит не сохраняется, а переходит в ромбический пироксен с вростками авгита.

В шлифах пижонит бесцветный или слабо окрашенный в светло-зеленый цвет по Ng и Np и в светло-бурый или буровато-розовый по Nm . Кроме совершенной спайности по (110) в пижоните часто проявляется отдельность по (100) , (010) и (001) . Обычны простые и полисинтетические двойники, срастающиеся по (100) и (001) . Показатели преломления пижонита колеблются в зависимости от состава: n_g — от $1,705$ до $1,751$, n_m — от $1,684$ до $1,722$, n_p — от $1,682$ до $1,722$. Двупреломление равно $0,023$ — $0,029$. Угол погасания $cNg = 37$ — 44° . Характерной особенностью пижонита является небольшой положительный угол оптических осей: от 0 до 25° в плоскости,

перпендикулярной (010) , с $r < v$ и реже от 0 до 30° в плоскости, параллельной (010) , с ясной дисперсией — $r > v$.

Диопсид — $CaMg[Si_2O_6]$ и **геденбергит** — $CaFe[Si_2O_6]$ — образуют изоморфный ряд. Промежуточные члены называются салитами и ферросалитами. Оптические свойства членов ряда изменяются постепенно с изменением

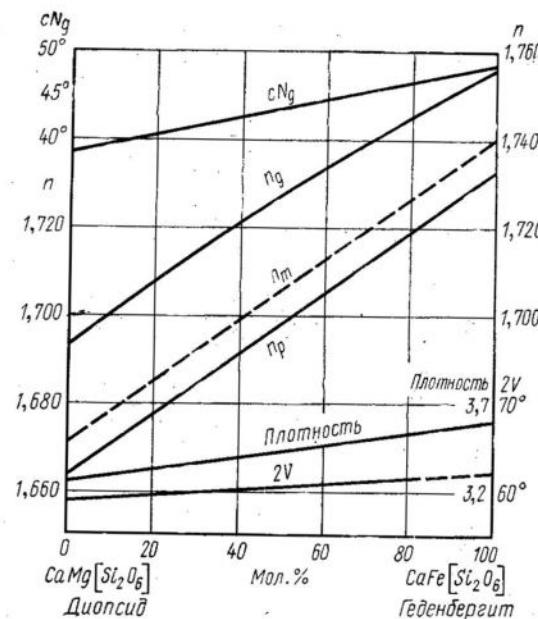


Рис. 16. Диаграмма изменения состава и свойств в ряду диопсид — геденбергит (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953)

химического состава (рис. 16). Так же, как и в ряду оливинов и ромбических пироксенов, увеличение содержания железа в составе минералов приводит к повышению плотности, возрастанию показателей преломления (в диопсиде $n_g = 1,694$, $n_p = 1,664$; в геденбергите $n_g = 1,757$, $n_p = 1,732$), а также угла погасания (cNg от 38° в диопсиде до 48° в геденбергите). Однако двупреломление при этом уменьшается немного — от $0,030$ до $0,025$. Угол оптических осей остается почти постоянным. Он имеет положительный знак и величина его в чистом синтетиче-

ском диопсиде равна $59,3^\circ$, в природных геденбергитах углы оптических осей колеблются от 52 до 62° . В разностях, богатых железом, наблюдается ясная дисперсия угла оптических осей: $2v$ для красного света больше, чем для фиолетового ($r > v$).

Диопсид в шлифах бесцветный. Геденбергит — зеленый, слабо плеохроирующий: по Ng — зеленый, по Nm и Np — светло-зеленый. Рельеф и шагреневая поверхность минералов резкие. Спайность по (110) совершенная и, кроме нее, в некоторых разностях диопсида наблюдается отдельность по (100) и (001) . По этим же пинакоидам срастаются двойники диопсида, которые могут быть как простыми, так и полисинтетическими.

Разрушаясь под воздействием гидротермальных растворов, диопсид-геденбергиты превращаются в минералы tremolite-актинолитового ряда и хлориты.

Диопсид и геденбергит редко встречаются в чистом виде. В природе более распространены диопсиды с небольшим содержанием геденбергитового компонента. Они встречаются в эфузивных и гипабиссальных основных породах, а также в основных и ультраосновных породах глубинных интрузивов. Все члены ряда находятся также в метаморфических породах и особенно характерны для kontaktово-метаморфизованных карбонатных пород.

Авгит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ — типичный магматический минерал, который в шлифах нелегко отличить от диопсида. В. Н. Лодочников указывает, что наиболее надежный способ диагностики авгита возможен при наличии в шлифах поперечных разрезов, перпендикулярных удлинению призматических кристаллов. На этих разрезах, где видна спайность в двух направлениях по призме (110) , авгит имеет форму правильного восьмиугольника, с равномерно развитыми гранями призмы и пинакоидов, тогда как разрезы диопсида отличаются сильно развитыми гранями пинакоидов при относительно малых размерах граней призмы (см. рис. 10).

В шлифах авгит обычно буроватый. Авгиты, содержащие примесь титана (титанавгиты), имеют бледно-фиолетовую окраску. Плеохроизм очень слабый. Форма зерен короткостолбчатая. Двойники, как у диопсида, по (100) и (001) , простые и полисинтетические.

Оптические свойства авгитов сильно колеблются в зависимости от изменения их составов: n_g — от $1,703$ до

$1,761$, n_m — от $1,672$ до $1,741$, n_p — от $1,671$ до $1,735$; $n_g - n_p$ — от $0,018$ до $0,033$; $c Ng$ — от 35 до 48° ; $+2V$ — от 25 до 60° , дисперсия $r > v$.

Установлено, что величина $2V$ закономерно связана с содержанием кальция: чем больше в авгите кальция, тем больше угол оптических осей. На рис. 17 приведены кривые показателя преломления и угла оптических осей авгитов и пижонитов, построенные Хессом и несколько

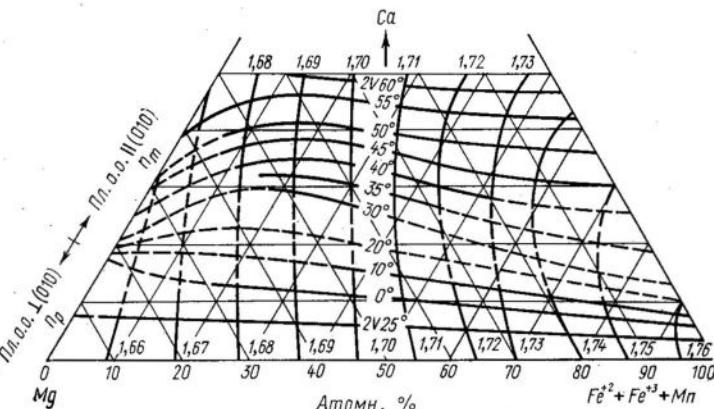


Рис. 17. Колебания оптических свойств в зависимости от состава моноклинных пироксенов в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{CaFeSi}_2\text{O}_6-\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (по Хессу, 1949 г. и Мюиору, 1951 г. Задимствовано из книги У. А. Дири и др., 1965)

видоизмененные Мюиором. Эти кривые составлены для авгитов, в которых второстепенные катионы присутствуют в следующих количествах (вес. %): $\text{Al}_2\text{O}_3=3,0$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,5$, $\text{Na}_2\text{O}=0,4$, $\text{TiO}_2=0,4$, $\text{MnO}=0,3$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=1,1$.

Большие показатели преломления и высокое двупреломление обусловливают наличие в авгитах резкого рельефа, шагреневой поверхности и интерференционной окраски второго порядка. Особенностью титанавгитов является структура песочных часов, возникающая в связи с их зональным строением. Очень характерна для титанавгита дисперсия оптических осей — $r > v$ и сильная наклонная дисперсия биссектрис, благодаря чему разрезы, параллельные (010) , не погасают.

Некоторые авгиты подобно диопсидам обладают очень тонкой отдельностью по (100) , к которой нередко

приурочены выделения магнетита или ильменита. Такие моноклинные пироксены с отдельностью, независимо от их состава, принято называть *диаллагами* (рис. 18). Диаллаги являются характерными минералами габбро и обычно не встречаются в излившихся породах.

В авгитах основных глубинных пород иногда наблюдаются пластинчатые вrostки железо-магнезиальных пироксенов, бедных кальцием, которые образуются в результате распада и располагаются закономерно вдоль плоскостей (100) и (001).

Наиболее обычным продуктом изменения авгитов является уралит — амфибол, образующий полные псевдоморфозы по кристаллам моноклинного пироксена. Очень часто авгиты замещаются также хлоритом, что нередко сопровождается развитием магнетита, лейкоксена, эпидота и карбонатов.

Омфацит — $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — характерный минерал эклогитов. В шлифах он бесцветный или светло-зеленый, со слабым плеохроизмом от светло-зеленого по Ng и Nm до бесцветного по Np . Оптические свойства колеблются в широких пределах: n_g — от 1,688 до 1,718, n_m — от 1,670 до 1,700, n_p — от 1,662 до 1,691; $n_g - n_p$ — от 0,018 до 0,027; $c Ng$ — от 36 до 48°; $2V$ положительный от 58 до 83°, причем чаще всего встречаются омфациты с $2V=60-70^\circ$, дисперсия $r > v$.

Кроме характерной пироксеновой спайности по (110) в омфаците наблюдается отдельность по (100) и по этой же плоскости срастаются двойники, которые могут быть простыми и полисинтетическими. От других моноклинных пироксенов омфацит отличается большим углом оптических осей.

Как уже отмечалось выше, омфацит — типичный минерал эклогитов, которые образуются при метаморфизме основных магматических пород в условиях высоких тем-

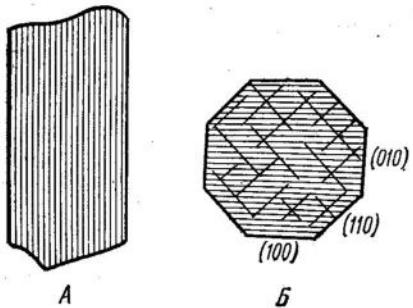


Рис. 18. Формы резервов диаллага в шлифах:
A — продольный, B — поперечный

ператур и давлений. Попадая в условия меньших давлений и температур и большого количества воды, омфациты превращаются в амфиболы.

Эгирин — $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — щелочной пироксен, называемый также *акмитом*. Эгирином называют призматические кристаллы с тупыми окончаниями, акмитом — остроконечные кристаллы. В составе акмитов присутствует примесь $\text{Al}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+}$.

Эгирин образует непрерывные изоморфные ряды с авгитом, диопсидом, геденбергитом, причем переходные разности в таких рядах имеют оптические свойства, промежуточные между свойствами крайних членов.

Эгирин-авгиты широко распространены в щелочных горных породах. Они образуют самостоятельные кристаллы и нередко участвуют в строении зональных кристаллов, состоящих из авгита в центре и эгирина-авгита по периферии.

Чистый искусственный эгирин имеет следующие оптические константы: $n_g=1,836$; $n_m=1,816$; $n_p=1,776$; $n_g - n_p=0,060$; $2V=-60^\circ$; $c Np=8^\circ$. Дисперсия биссектрис — отчетливая, наклонная, благодаря чему на некоторых разрезах наблюдается неполное погасание.

В шлифах эгирин обнаруживает сильную окраску и резко плеохроирует. Окраска по Ng — буровато-желтая, по Nm — желтовато-зеленая, по Np — темно-зеленая. Схема абсорбции — $N_p > Nm > Ng$.

Двойники — по (100). Характерны поперечные сечения, имеющие шестигранную форму с гранями призмы (110) и первого пинакоида (100) (рис. 19). Кроме интенсивной зеленой окраски, для эгирина в шлифах характерны очень высокий рельеф и шагреневая поверхность, высокие интерференционные окраски второго и третьего порядка, погасание, близкое к прямому, и отрицательное удлинение. Нередко эгирин находится в виде тончайших игольчатых кристаллов, включенных в зерна нефелина. В таких кристаллах он кажется светло-зеленоватым и резко выделяется благодаря своему высокому рельефу и ярким цветам интерференции на фоне нефелина, имеющего небольшие показатели преломления и незначительное двупреломление.

Эгирин — характерный минерал щелочных пород, богатых натрием. Изредка он наблюдается в метаморфических породах.

Жадеит — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — редкий минерал метаморфи-

ческих пород. Он представляет интерес, главным образом, потому, что жадеитовый компонент в заметном количестве входит в состав омфацита. Оптические свойства жадеитов из горных пород значительно колеблются, что связано с наличием в их составе примесей Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , Mn , Ca , K и др. В шлифах жадеит бесцветный. Спайность пироксеновая совершенная. Двойники по (100) и (001) простые и полисинтетические. n_g — 1,652—1,673, n_m — 1,645—1,663, n_p — 1,640—1,658; $n_g - n_p$ — 0,012—0,013; cNg — 33—40°, $+2V$ — 67—70°; дисперсия $r > v$.

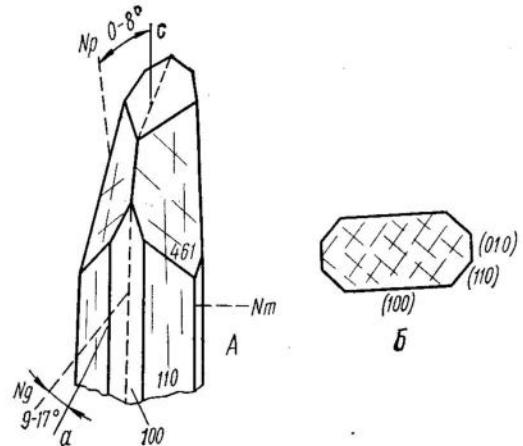


Рис. 19. Эгирин: А — кристалл, Б — поперечный разрез

Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — минерал пегматитов. Образует призматические кристаллы. Бесцветный в шлифах. Оптические константы сподумена: n_g — от 1,662 до 1,679; n_m — от 1,655 до 1,669; n_p — от 1,648 до 1,663; $n_g - n_p$ — от 0,014 до 0,027; $cNg = 22—26^\circ$; $2V$ — от +58 до +68°; дисперсия слабая — $r < v$.

Минералы группы пироксенов по оптическим свойствам стоят ближе всего к оливинам и нередко имеют значительное сходство с ними в шлифах. Поэтому, чтобы не сделать ошибки в определении, полезно запомнить некоторые особенности, отличающие пироксины от оливинов.

1. При одном николе оливины магматических пород всегда бесцветны, пироксины нередко имеют буроватый

или зеленоватый оттенок; этот оттенок очень слабый и может отсутствовать, но если он заметен, определяемый минерал не может быть оливином.

2. Пироксины обладают совершенной спайностью; оливины имеют несовершенную спайность и обычно она в шлифах не обнаруживается.

3. Моноклинные пироксины, имеющие сходство с оливинами по высокому двупреломлению, отличаются от последних косым погасанием.

4. Ромбические пироксины, имеющие сходство с оливинами по прямому погасанию, отличаются от последних небольшим двупреломлением, что определяет их низкие цвета интерференции.

5. Коноскопическая фигура оливинов на разрезах, перпендикулярных к оптической оси, характеризуется тем, что изогира приближается к прямой, так как для большинства оливинов угол оптических осей близок к 90° . Моноклинные пироксины, имеющие угол оптических осей около 60° , дают отчетливо изогнутую изогиру, где без труда определяется направление выпуклости. Кроме того, в моноклинных пироксенах дисперсия имеет формулу $r > v$, тогда как в оптически положительных оливинах, с которыми можно спутать положительные же пироксины, угол оптических осей для красного света меньше, чем для фиолетового, т. е. дисперсия для этих оливинов имеет формулу $r < v$.

6. Наиболее обычные продукты изменения оливинов — серпентин и иддингсит. Серпентин является также характерным продуктом изменения ромбических пироксенов, но серпентинизированные оливины и пироксины легко отличаются друг от друга, так как в соответствии с формой первичных кристаллов псевдоморфозы серпентина по оливину имеют в шлифах изометричную форму, а пироксена — прямоугольную. Характерными вторичными минералами, замещающими моноклинные пироксины, являются актинолит, уралит, хлорит.

ГРУППА АМФИБОЛОВ

Наиболее важной химической особенностью амфиболов, по которой они отличаются от пироксенов, является наличие в их составе гидроксильной группы (OH) и нередко присутствие F , замещающего часть (OH). Благодаря этой особенности амфиболовы могут кристаллизо-

ваться лишь из расплавов, содержащих летучие компоненты. Поэтому амфиболы наблюдаются в породах, сформировавшихся на глубине, под давлением, которое препятствовало удалению летучих компонентов. Амфиболы никогда не встречаются в основной массе эфузивных пород, кристаллизовавшейся на дневной поверхности. В лабораторных условиях искусственные амфиболы синтезированы Д. П. Григорьевым из фторсодержащего силикатного расплава, тогда как пироксены получают из сухих расплавов.

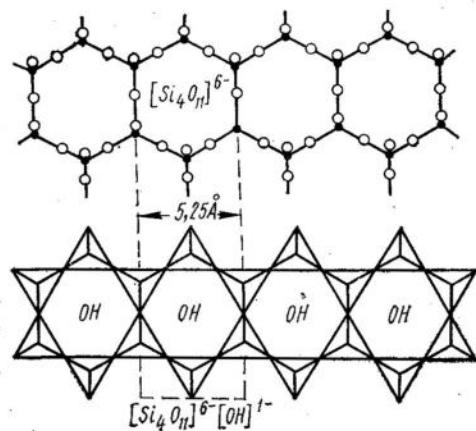


Рис. 20. Непрерывная лента кремнекислородных тетраэдров — основа строения амфиболов. Элементарная ячейка состоит из 4 Si и 11 O (Si — черные кружки, O — белые кружки)

Температура плавления магматических амфиболов ниже, чем пироксенов, и колеблется в пределах 1025—1085°С.

По кристаллохимической структуре амфиболы относятся к ленточным силикатам. В ленточных силикатах основу строения кристаллической решетки образуют сдвоенные цепочки — ленты кремнекислородных тетраэдров (рис. 20). Цепочки кремнекислородных тетраэдров в лентах соединяются через кислород. Элементарная ячейка такой ленты состоит из 4 ионов кремния и 11 ионов кислорода и обладает шестью свободными отрицательными валентностями $[Si_4O_{11}]^{6-}$. На каждую ячейку ленты при-

ходится по одной гидроксильной группе $[OH]^{1-}$, имеющей один отрицательный заряд. Таким образом, общий отрицательный заряд каждой элементарной ячейки равен 7. Отрицательные заряды погашаются катионами Mg, Fe²⁺, Ca, Na, Al, F³⁺, т. е. теми же катионами, которые участвуют в составе пироксенов. Кроме того, в амфиболах нередко присутствует различное количество ионов K, Li, Mn, Ti, Cr, Zn, что обуславливает чрезвычайно изменчивый состав минералов этой группы.

По кристаллографическим особенностям среди амфиболов так же, как и среди пироксенов, выделяются ромбические и моноклинные.

Ромбические амфиболы подобно ромбическим пироксенам имеют железо-магнезиальный состав. Среди моноклинных амфиболов по катионам, преобладающим в их химическом составе, различаются: 1) железо-магнезиальные, сходные по составу с ромбическими, 2) кальциевые с магнием и железом, 3) натри-кальциевые с магнием, железом и алюминием — роговые обманки и 4) щелочные, содержащие в качестве главного катиона натрий, а также магний, железо и алюминий.

Ромбические амфиболы

Железо-магнезиальные

Автофиллит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$

Жедрит — $(Mg, Fe)_{6-5}Al_{1-2}(Si, Al)Si_3O_{11}][OH, F]_2$

Моноклинные амфиболы

1. Железо-магнезиальные

Куммингтонит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

Грюнерит — $(Fe, Mg)_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

2. Кальциевые с магнием и железом

Тремолит — $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

Актинолит — $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

Ферроактинолит — $Ca_2Fe_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

3. Натри-кальциевые с магнием, железом и алюминием — роговые обманки

Обыкновенная роговая обманка — $(Ca, Na, K)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5[Si_3(Si, Al)O_{11}]_2[OH, F]_2$

Эденит-ферроэдинит — $NaCa_2(Mg, Fe^{2+})_5[Si_3(Si, Al)O_{11}]_2[OH, F]_2$

Чермакит-феррочермакит — $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Fe^{3+})_2 \times [Si_3AlO_{11}]_2[OH, F]_2$

Паргасит — $NaCa_2Mg_4(Al, Fe^{3+})[Si_3AlO_{11}]_2[OH, F]_2$

Феррогастингит — $NaCa_2Fe^{2+}(Al, Fe^{3+})[Si_3AlO_{11}]_2[OH, F]_2$

Базальтическая роговая обманка — $Ca_2(Na, K)_{0.5-1.0}(Mg, Fe^{2+})_{3-4}(Fe^{3+}, Al)_{2-1}[Si_3AlO_{11}]_2[O, OH, F]_2$

Керсунит — $Ca_2(Na, K)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_4Ti[Si_3AlO_{11}]_2[O, OH, F]_2$

Баркевикит — $Ca_2(Na, K)(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Mn)_5[Si_5Al_{1.5}O_{22}]_2[OH]_2$

4. Щелочные с магнием, железом и алюминием

Глаукофан — $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Рибекит — $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_3\text{Fe}^{2+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$
 Арфведсонит — $\text{Na}_{2,5}\text{Ca}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{22}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Железо-магнезиальные амфиболы, как ромбические, так и моноклинные, являются минералами метаморфическими, за исключением куммингтонита, который обнаружен в некоторых магматических породах. Среди кальциевых, натри-кальциевых и щелочных амфиболов есть как

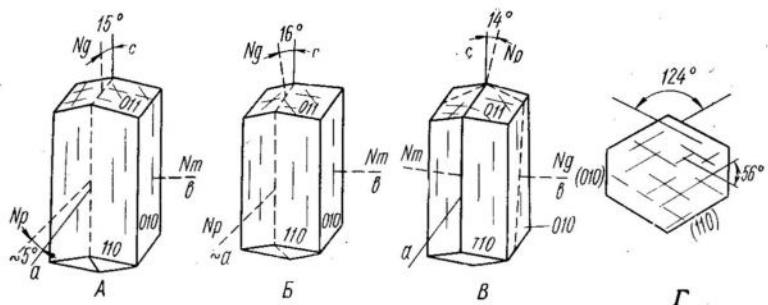


Рис. 21. Амфиболы: А — актинолит, Б — роговая обманка, В — арфведсонит, Г — поперечный разрез

метаморфические, так и магматические минералы. Исключительно магматическое происхождение имеет базальтическая роговая обманка, исключительно метаморфическое — глаукофан. Некоторые амфиболы метаморфического генезиса встречаются в магматических породах, как вторичные минералы (тремолит, актинолит).

В кристаллической решетке амфиболов ленты кремнекислородных тетраэдров вытянуты в направлении оси *c* и с этим связан их призматический облик. Так как связь между кремнекислородными тетраэдрами, осуществляется через ионы кислорода, очень прочна, кристаллы амфиболов легче разбиваются вдоль оси *c*, чем попрек ее, и этим объясняется наличие в амфиболах совершенной спайности по призме с углом между трещинами спайности в 56° в моноклинных амфиболах и в $54^\circ 30'$ в ромбических амфиболах.

Поперечные разрезы амфиболов имеют форму шестиугольников (рис. 21), в связи с чем Е. С. Федоров назвал

амфиболы гексагонолоидами в отличие от пироксенов — тетрагонолоидов, имитирующих кристаллы квадратной сингонии.

Во всех вышеперечисленных амфибалах, кроме арфведсонита и рибекита, плоскость оптических осей совпадает с плоскостью второго пинакоида, а средняя ось

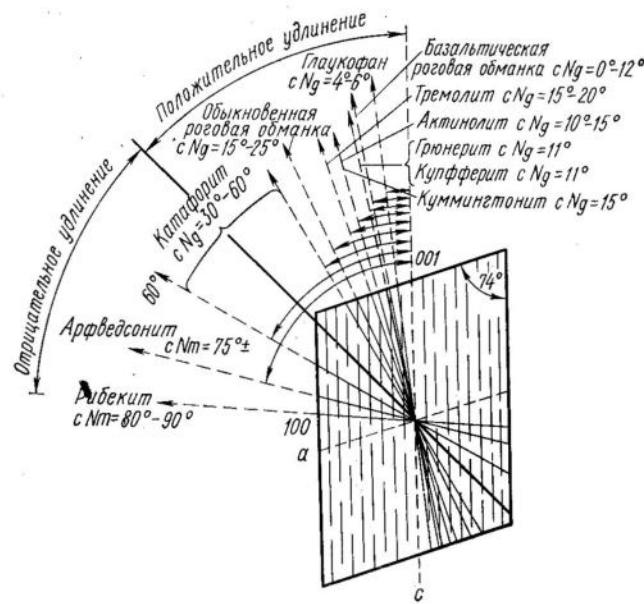


Рис. 22. Углы погасания моноклинных амфиболов на разрезе параллельном (010) (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953)

оптической индикаторы *Nm* — со второй кристаллографической осью *b*. В арфведсоните и рибеките плоскость оптических осей перпендикулярна второму пинакоиду и со второй кристаллографической осью *b* совпадает большая ось индикаторы *Ng*.

Положение осей индикаторы относительно кристаллографических осей для каждой разновидности амфибала строго определенное и является характерной оптической константой. На рис. 22 показано положение оси *Ng* по отношению к *c* для главнейших представителей группы амфиболов.

В аントофиллите большая ось оптической индикатрисы Ng совпадает с третьей кристаллографической осью c и потому погасание минерала прямое и удлинение положительное. Положительное удлинение имеют также тремолит, актинолит, обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, глаукофан.

В арфведсоните и рибеките в плоскости (010) лежат оси Np и Nm , причем ближе к оси c расположена ось Np , т. е. удлинение минералов отрицательное.

У всех моноклинных амфиболов встречаются двойники простые и полисинтетические (с небольшим числом двойниковых полос), которые срастаются по плоскости первого пинакоида (обыкновенный закон).

Все амфиболы имеют значительные показатели преломления, но более низкие, чем оливины и пироксены. Все амфиболы, содержащие в составе железо, обладают окраской и резким плеохроизмом, причем особенно интенсивно окрашены щелочные амфиболы. Бесцветными являются лишь аントофиллит и тремолит и по этому признаку они легко отличаются от других амфиболов.

Двупреломление амфиболов колеблется в широких пределах. Наиболее низкое значение имеет оно у щелочных амфиболов, средние — в обыкновенной роговой обманке и наиболее высокое — в базальтической. Щелочные амфиболы обладают сильной дисперсией осей индикатрисы, благодаря чему некоторые сечения их при скрещенных николях не погасают. Это свойство щелочных амфиболов помогает отличить их от других минералов.

Природные амфиболы только в редких случаях имеют чистые химические составы, строго соответствующие лишь одному минеральному виду. Как правило, амфиболы горных пород представляют собой изоморфные смеси двух, трех или нескольких компонентов, в связи с чем оптические свойства их изменчивы и колеблются в широких пределах.

РОМОБИЧЕСКИЕ АМФИБОЛЫ

Антофиллит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$ и **жедрит** — $(Mg, Fe)_{6-5}Al[(Si, Al)Si_3O_{11}]_2[OH, F]_2$, как отмечено выше, — минералы метаморфические и малораспространенные. В магматических породах обнаружен только антофиллит как вторичный минерал, образующий псевдоморфозы по оливину и энстатиту.

Антофиллит и жедрит кристаллизуются в форме длинных призм и встречаются в волокнистых агрегатах. В шлифах они бесцветны и только очень богатые железом разности их имеют светло-буроватую или светло-зеленоватую окраску и обнаруживают слабый плеохроизм.

Спайность совершенная по призме с углом $54^{\circ}30'$ и несовершенная по (010) и (100). Двойников нет. Оптические свойства изменяются в зависимости от содержания железа и глинозема (табл. 1).

Таблица 1

Изменение оптических свойств в ряду антофиллит — жедрит в зависимости от содержания железа и глинозема (по В. Е. Трегеру)

Минералы	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
Антофиллит, богатый магнием	1,623	1,616	1,598	0,025	-65°
Антофиллит, богатый железом	1,664	1,651	1,647	0,017	+58°
Жедрит, богатый магнием . .	1,658	1,651	1,642	0,016	-80°
Жедрит, богатый железом . .	1,691	1,676	1,669	0,022	+70°

В шлифах антофиллит и жедрит имеют сходство с тремолитом и куммингтонитом, от которых отличаются прямым погасанием. Они имеют некоторое сходство также с ромбическими пироксенами, но для последних характерна спайность по призме с углом 87° , более высокие показатели преломления и меньшие значения двупреломления.

МОНОКЛИННЫЕ АМФИБОЛЫ

Куммингтонит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$ и **грюнерит** — $(Fe, Mg)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$ образуют серию минералов с постепенно изменяющимися химическим составом и свойствами. К куммингтониту относят оптически положительные богатые магнием члены серии, к грюнериту — оптически отрицательные богатые железом (с содержанием $Fe_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$ более 70%). Содержание кальция в этой серии минералов незначительно. Куммингтонит и роговая обманка встречаются вместе в одних и тех же породах, иногда в форме гомососевых срастаний, что свидетельствует о наличии разрыва в смесимости между серией куммингтонит — грюнерит и роговыми обманками. Куммин-

тонит и грюнерит образуют обычно длиннопризматические, игольчатые, волокнистые кристаллы. В шлифах куммингтонит бесцветный или слабо плеохроирующий:

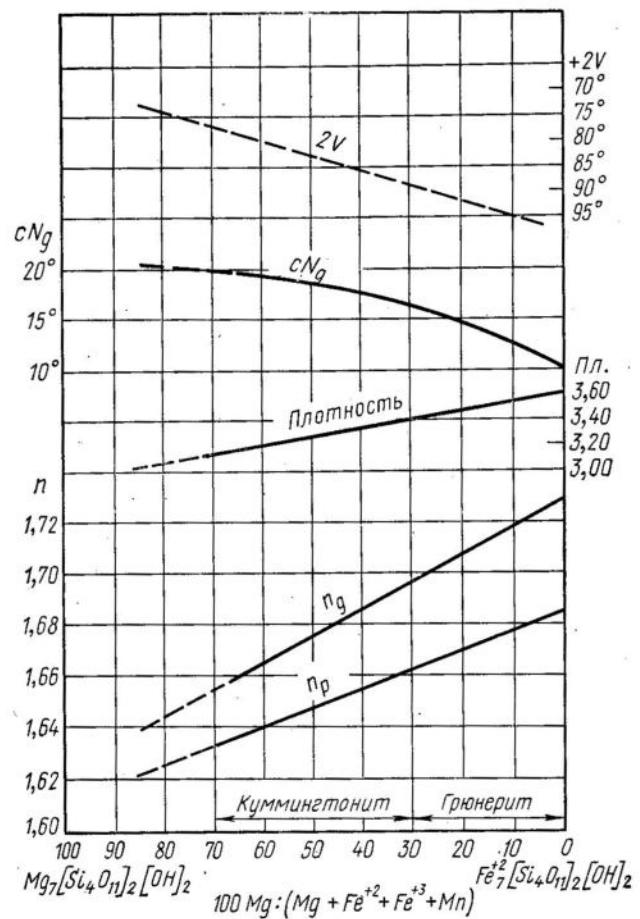


Рис. 23. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в серии коммунгтонит — грюнерит (У. А. Дир и др., 1965)

по Ng — светло-зеленый, по $Nm=Np$ — бесцветный. Грюнерит по Ng — светло-бурый, по $Nm=Np$ — светло-желтый.. Характерно наличие простых и полисинтетических двойников, срастающихся по (100). На рис. 23 показана зависимость оптических свойств и плотности от состава в

серии куммингтонит — грюнерит. Из приведенной диаграммы следует, что светопреломление и двупреломление минералов значительное и закономерно повышается с увеличением в их составе железа (n_g растет приблизительно от 1,65 до 1,73, $n_g - n_p$ — приблизительно от 0,025 до 0,040). Угол погасания с Ng уменьшается от 20° у куммингтонита до 10° у грюнерита. Большой угол оптических осей положительный, как отмечено выше, у куммингтонита и отрицательный у грюнерита.

По оптическим свойствам куммингтонит похож на минералы серии tremolite — actinolite, от которых он отличается более высоким светопреломлением и положительным оптическим знаком. Грюнерит от ferroactinolite отличается большой величиной угла оптических осей и более высоким двупреломлением. От ромбических амфиболов моноклинные отличаются косым погасанием. Важный диагностический признак минералов серии куммингтонит — грюнерит — полисинтетическое двойникование с тонкими индивидами.

Магнезиальные члены серии куммингтонит — грюнерит имеют как магматическое, так и метаморфическое происхождение, грюнерит — минерал исключительно метаморфический. Куммингтонит описан из дацитов, габбро, норитов, гибридных диоритов и гранодиоритов, где он ассоциирует с ромбическим пироксеном и роговой обманкой, состоявая с ними реакционную серию: ромбический пироксен → куммингтонит → роговая обманка.

Тремолит — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, **актинолит** — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ и **ферроактинолит** — $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ — образуют серию твердых растворов, в которой от tremolita к ferroactinolitу магний замещается железом. В шлифах tremolит бесцветный, actinolite и ferroactinolite окрашены и плеохроируют. Интенсивность плеохроизма увеличивается с повышением содержания железа. По Ng окраска светло-зеленая до темной зеленовато-голубой, по Nm — светло-желтовато-зеленая до зеленой, по Np — светло-желтая до желтовато-зеленой. Кристаллы имеют длиннопризматический, игольчатый и волокнистый габитус. Двойники обычны, простые и полисинтетические по (100) и редки по (001). Оптические свойства минералов в серии tremolite — ferroactinolite зависят главным образом от содержания в их составе железа, увеличение которого обуславливает повышение светопреломления и некоторое понижение

ние двупреломления, величины угла оптических осей и угла погасания. В связи с содержанием в природных минералах этой серии также разного количества примеси натрия и алюминия (разности, переходные к роговой обманке), а также замещением (ОН) на F точная корреляция оптических свойств и химического состава очень затруднена. На рис. 24 дана диаграмма изменения оптических свойств в серии тремолит — ферроактинолит. У. А. Дир, Р. А. Хаун и Дж. Зусман приводят несколько иные оптические константы: $n_g = 1,622 - 1,705$, $n_m = 1,612 - 1,697$, $n_p = 1,599 - 1,688$; $n_g - n_p = 0,027 - 0,017$, $-2V = 86 - 65^\circ$; дисперсия $r > v$ слабая.

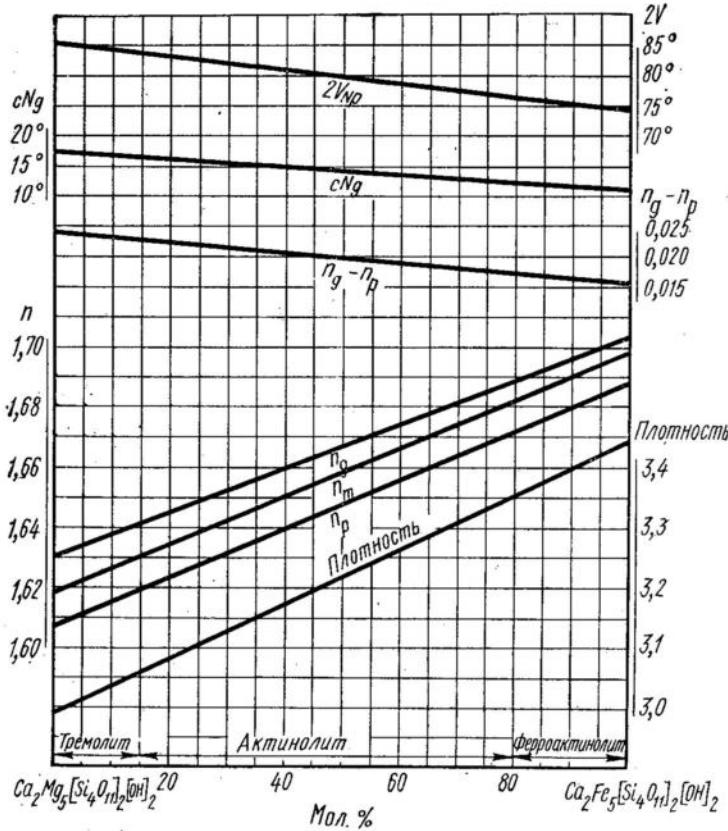


Рис. 24. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в серии тремолит — ферроактинолит (В. Е. Трегер, 1958)

В шлифах тремолит похож на волластонит, от которого отличается большим двупреломлением, большим углом оптических осей и амфиболовой спайностью. Он имеет сходство также с антофиллитом и куммингтонитом, но первый обладает прямым погасанием, а второй отличается большим светопреломлением и положительным знаком угла оптических осей. Сильно железистые актинолиты похожи на роговые обманки и не всегда могут быть отличимы от них по оптическим свойствам.

Все минералы серии тремолит — ферроактинолит метаморфического происхождения. В магматических породах встречаются в качестве вторичных минералов, развиваясь обычно по пироксенам и роговым обманкам и реже по оливину.

Роговая обманка обыкновенная — $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$, **эденит-ферроэденит** — $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$ и **чермакит-феррочермакит** — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_3\text{Al}\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$ — представляют собой ряд минералов, связанных постепенными переходами. Состав природных роговых обманок чрезвычайно сложен: в них в широких пределах изменяются соотношения Ca и Na, Mg и Fe^{2+} , Fe^{3+} и Al, Al и Si и присутствуют в разных количествах примеси K, Li, Ba, Sr, Ti, Mn, Ni, Cr и других элементов. В связи со сложностью состава точная связь между химизмом и оптическими свойствами роговых обманок не установлена. Известно, что главное влияние на светопреломление оказывает замещение магния на железо и кремния на алюминий: с увеличением содержания железа или алюминия в четверной координации повышается значение показателей преломления. Числовые данные, характеризующие оптические свойства роговых обманок, полученные разными исследователями, несколько отличаются. На рис. 25 показана зависимость оптических свойств роговых обманок от химического состава — от отношения $100\text{Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$ по У. А. Дири, Р. А. Хаун и Дж. Зусману. Эти же авторы приводят следующие оптические константы для роговых обманок: $n_g = 1,632 - 1,730$, $n_m = 1,618 - 1,714$, $n_p = 1,615 - 1,705$; $n_g - n_p = 0,014 - 0,026$; $cNg = 13 - 34^\circ$; $2V$ от +85° до -27°; схема абсорбции $Ng \geq Nm > Np$. Окраска для наиболее распространенных роговых обманок по Ng — синевато-зеленая или бурая, по Nm — зеленая или светло-бурая, по Np — желтовато-зеленая. В соответ-

ствии с окраской различаются зеленая обыкновенная роговая обманка и бурая обыкновенная роговая обманка.

Паргасит — $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$ и **феррогастингсит** — $\text{NaCa}_2\text{Fe}^{2+4}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$ — представляют собой крайние члены непрерывного

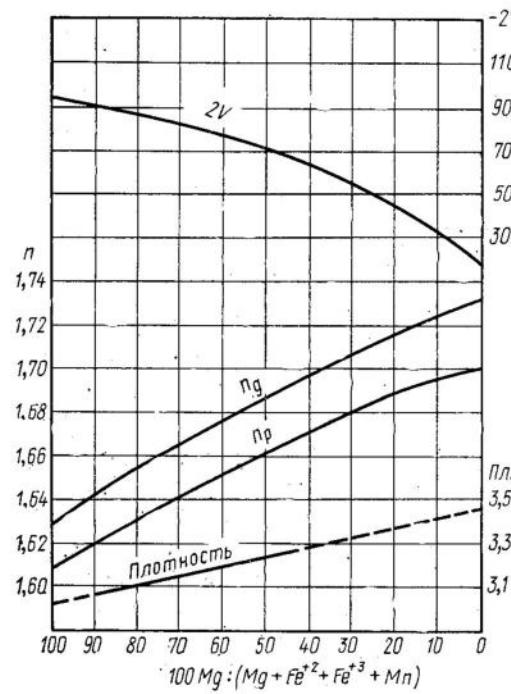


Рис. 25. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в обыкновенных роговых обманках (У. А. Дир и др., 1965)

ряда амфиболов, промежуточные члены которого называются *гастингситами*. Паргасит в шлифах бесцветный или слабо окрашенный в синевато-зеленоватый цвет по *Ng* и светло-бурый по *Nm*. Феррогастингсит в шлифах интенсивно окрашен и резко плеохроирует: по *Ng* — темно-зеленый, по *Nm* — темный оливково-зеленый, по *Np* — желтовато-зеленый. Оптические константы изменяются в следующих пределах (от паргасита

к феррогастингситу): n_g — от 1,635 до 1,730, n_m — от 1,618 до 1,729, n_p — от 1,613 до 1,702; $n_g - n_p$ — от 0,022 до 0,028; $c Ng$ — от 26 до 12°; $2V$ — от +60 до −10° (рис. 26).

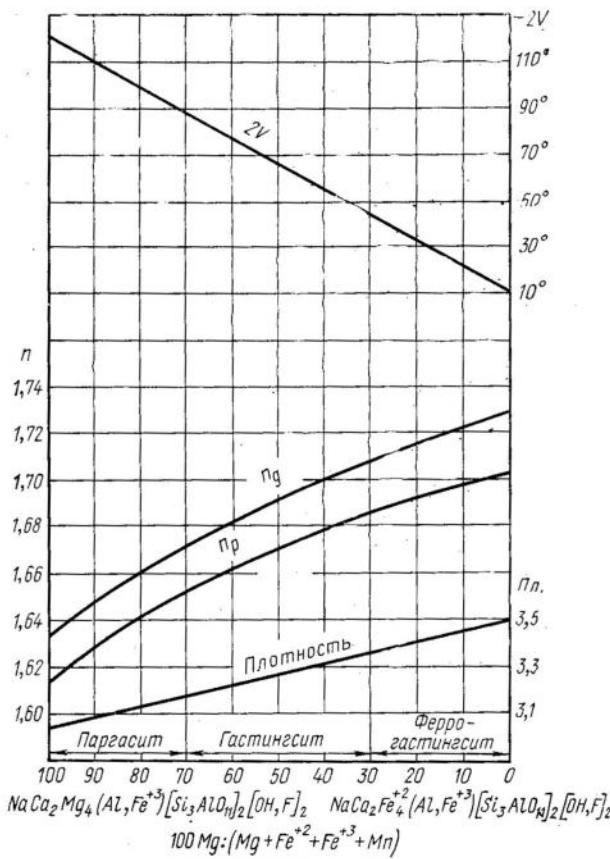


Рис. 26. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в серии паргасит — феррогастингсит (У. А. Дир и др., 1965)

Базальтическая роговая обманка — $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})_{0,5-1,0}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{2-1}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}, \text{F}]_2$ — в шлифах интенсивно окрашена и резко плеохроирует. Окраска по *Ng* — темная, красновато-бурая, по *Nm* — темно-бу-

рая, по N_p — желтая. Оптические константы колеблются в следующих пределах: $n_g = 1,680—1,760$, $n_m = 1,672—1,730$, $n_p = 1,662—1,690$; $n_g - n_p = 0,018—0,070$; $2V$ отрицательный, $60—82^\circ$; дисперсия $r < v$; $cNg = 0—18^\circ$.

Базальтическая роговая обманка встречается только в порфировых выделениях эфузивных пород. Для нее характерно высокое отношение окисного железа к закисному и низкое содержание гидроксила; эти особенности обусловлены окислением. Опыты показали, что обыкновенная роговая обманка при нагревании ее до 800°C переходит в базальтическую. В природе процесс превращения обыкновенной роговой обманки в базальтическую происходит при излиянии лавы на дневную поверхность. Иногда процесс окисления бывает столь интенсивным, что приводит к частичному или полному распаду минерала — *опацитизации* его, которая проявляется в замещении роговой обманки агрегатом мельчайших зерен черного железорудного минерала и пироксена. При частичной опацитизации черные зернышки развиваются только в краевых частях кристаллов, при полном распаде от роговой обманки остается только форма, заполненная непрозрачным черным веществом.

Наличие опацитированных роговых обманок в породе является основательным доказательством ее эфузивного или приповерхностного происхождения.

Керсунит —

$\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_4\text{Ti}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}, \text{F}]_2$ — в шлифах резко плеохроирует: по Ng — темный, красновато-бурый, Nm — красновато-бурый, Np — буровато-желтый. Схема абсорбции $Ng \geq Nm > Np$. $n_g = 1,700—1,772$, $n_m = 1,690—1,741$, $n_p = 1,670—1,689$; $n_g - n_p = 0,019—0,083$; $2V$ отрицательный — $66—82^\circ$; дисперсия $r > v$; $cNg = 0—19^\circ$.

Керсунит, как и базальтическая роговая обманка, находится в порфировых выделениях эфузивных пород, но встречается также в некоторых щелочных интрузивных и жильных породах.

Наиболее характерная особенность химического состава керсунитов — высокое содержание титана. Керсунит в шлифах трудно отличить от базальтической роговой обманки. Некоторые разновидности керсунитов, в которых закисное железо преобладает над окисным, отличаются большими углами погасания. Кроме того, в керсунитах абсорбция по Ng и Nm почти одинакова, тогда как в ба-

зальтической роговой обманке по Ng свет поглощается интенсивнее, чем по Nm . Изменение керсунита в хлорит обычно сопровождается образованием многочисленных зерен сфена.

Баркевикит —

$\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn})_5[\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{22}]\text{OH}_2$ — встречается в виде хорошо ограненных призматических кристаллов. В шлифах он плеохроирует: по Ng — темнобуровый, по Nm — красновато-буровый, по Np — светло-желтый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$; $n_g = 1,701—1,707$, $n_m = 1,696—1,700$, $n_p = 1,685—1,691$; $n_g - n_p = 0,014—0,018$; $2V$ отрицательный, около $40—50^\circ$; дисперсия слабая до сильной с формулой $r > v$; $cNg = 11—18^\circ$. Двойники только простые по (100).

Баркевикиты встречаются только в щелочных интрузивных и жильных породах. Для них характерно высокое содержание железа и низкое отношение окисного железа к закисному. Кроме того, баркевикиты содержат меньше алюминия, чем другие роговые обманки, и значительную примесь марганца. В шлифах баркевикит сходен с керсунитом и базальтической роговой обманкой, от которых отличается меньшими светопреломлением и двупреломлением, а также меньшим углом оптических осей.

Заканчивая рассмотрение роговых обманок, следует отметить следующие их общие особенности.

Для химического состава роговых обманок характерно высокое содержание кальция, умеренное — натрия и низкое — калия. Содержание алюминия сильно колеблется; кремний замещается не более как двумя атомами алюминия. Сложность химического состава обусловила неустойчивость номенклатуры роговых обманок и различия в классификациях, разработанных разными учеными.

Роговые обманки широко распространены в магматических и метаморфических породах. Установлено, что состав их зависит от условий образования. В. С. Соболев показал, что железистость роговых обманок увеличивается при переходе от габбро к диоритам и гранитам. Роговые обманки гранитов характеризуются также большим содержанием щелочей. В габбро роговые обманки обогащены магнием. В диоритах они представлены обыкновенными роговыми обманками с умеренным содержанием алюминия и примерно равным соотношением магния и железа. В гранитах роговые обманки более железистые, приближающиеся к феррогастингиту. Феррогастингит

и гастингсит встречаются также в составе щелочных пород. Состав роговых обманок метаморфических пород зависит как от состава пород, в которых они находятся, так и от температуры и давления, при которых протекал процесс метаморфизма. В книге В. С. Соболева с соавторами «Фации метаморфизма» (1970) приведен значительный материал, убедительно доказывающий, что высокотемпературные роговые обманки в регионально-метаморфизованных породах имеют несколько более высокое содержание алюминия и щелочей, чем низкотемпературные. Установлено, что окраска роговых обманок метаморфических пород темнее, чем интенсивнее был процесс метаморфизма.

Особое место среди роговых обманок занимает *уралит*, который упоминался выше, при рассмотрении пироксенов. Уралит — это вторичная волокнистая роговая обманка, образовавшаяся за счет гидротермального изменения моноклинного пироксена. Нередко уралит образует псевдоморфозы по пироксену, в связи с чем имеет форму кристаллов пироксена. По химическому составу уралит относится к обыкновенной роговой обманке, но иногда является актинолитом. Уралит отличается в шлифе по неправильной призматической спайности, видимой на перечных разрезах, и по грязно-зеленоватой или синеватой окраске. Иногда в уралите сохраняются остатки пироксена, отличающиеся бесцветностью и более высоким рельефом.

Наиболее характерными продуктами изменения роговых обманок являются хлориты, которые нередко развиваются вместе с эпидотом, кальцитом, кварцем.

Зеленые роговые обманки сходны в шлифах с эгирином. Отличить их от эгирина можно по углу между трещинами спайности (56°), по схеме абсорбции ($Ng > Nm > Np$), большому углу погасания ($> 10^\circ$), по положительному удлинению и меньшему двупреломлению.

Все разновидности роговых обманок в шлифах очень похожи друг на друга и не всегда могут быть определены точно. Так, невозможно уверенно отличить обыкновенную роговую обманку от эденитовых и чермакитовых разновидностей. От паргасита ее можно отличить по отрицательному оптическому знаку, от феррогастингсита — по большему углу погасания. Другие моноклинные амфиболы — куммингтонит и грюнерит — характеризуются по-

стоянным присутствием тонких полисинтетических двойников по (100). Кроме того, куммингтонит в отличие от богатых кальцием амфиболов, исключая паргасит, является положительным, а грюнерит имеет большие показатели преломления и большее двупреломление.

Базальтическая роговая обманка, керсунит и баркевичит своей бурой окраской похожи на биотит; их отличает амфиболовая спайность и косое погасание.

Глаукофан — $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ и **рибекит** — $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$, а также промежуточный по составу **кроссит** являются довольно широко распространенными минералами. Глаукофан и кроссит метаморфического генезиса, рибекит — магматического.

Рибекит встречается в щелочных гранитах, кварцевых сиенитах и нефелиновых сиенитах. Как правило, он более распространен в кварцодержащих породах, чем в фельдшпатидовых, так как в последних высокое содержание алюминия обуславливает кристаллизацию арфведсонита или гастингсита. Рибекит может образоваться также при метаморфических процессах, а его волокнистая разновидность — **кроцидолит** (голубой асбест) имеет исключительно метаморфический генезис.

Глаукофан и рибекит кристаллизуются в моноклинной сингонии, образуют призматические кристаллы со спайностью по (110) с углом 58° в глаукофане и 56° в рибеките. Все разновидности могут иметь двойники простые и полисинтетические, срастающиеся по (100).

Минералы ряда глаукофана — рибекита очень сильно различаются по своим оптическим свойствам, что связано с заменой в их составе Mg на Fe^{2+} и Al на Fe^{3+} .

Плоскостью оптических осей в глаукофане является (010), а в рибеките — плоскость, перпендикулярная (010).

Оптические константы колеблются в зависимости от примеси железа следующим образом (первая цифра характеризует чистый глаукофан, вторая — кроссит): $n_g = 1,627—1,670$, $n_m = 1,622—1,667$, $n_p = 1,606—1,661$; $n_g - n_p = 0,008—0,022$; $c Ng = 4—14^\circ$; $2V$ — отрицательный — $50—0^\circ$, дисперсия в глаукофане $r < v$, в кроссите $r \geq v$; плеохроизм по Ng — лазурно-синий, по Nm — фиолетовый или лавандово-синий, по Np — бесцветный или зеленоватый. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$.

Оптические константы рибекита также колеблются в зависимости от примеси магния (меньшие показатели пре-

ломления, меньшие значения $2V$ и большие углы погасания и двупреломления относятся к магнезиорибекиту, в котором Fe^{2+} замещен Mg): $n_g = 1,668 - 1,717$, $n_m = 1,662 - 1,711$, $n_p = 1,654 - 1,701$; $n_g - n_p = 0,006 - 0,016$; с $Np = 3 - 21^\circ$; $2V$ отрицательный — $40 - 90^\circ$; дисперсия сильная, $r \geq v$; плеохроизм резкий, цвета имеют разные оттенки, наиболее часто по Ng — желтовато-зеленый, по Nm — сине-серый, по Np — очень темно-синий. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$.

Глаукофан и рибекит в шлифах легко отличаются от других минералов благодаря своей синей окраске. Их можно спутать только с турмалином, но последний не имеет спайности и является одноосным минералом. Глаукофан от рибекита отличается более светлой окраской, меньшим светопреломлением и углом оптических осей, а также положительным удлинением.

Арфедсонит — $\text{Na}_{2,5}\text{Ca}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_{7,5}, \text{Al}_{0,5}\text{O}_{22}]^{5-}[\text{OH}, \text{F}]_2$ — характерный минерал щелочных магматических горных пород, кристаллизуется в моноклинной сингонии, образует призматические кристаллы. Спайность по (110) с углом 56° , наблюдается отдельность по (010) . Двойники простые и полисинтетические по (100) . Плоскость оптических осей перпендикулярна (010) . Оптические свойства колеблются в связи с непостоянством химического состава: $n_g = 1,686 - 1,710$, $n_m = 1,679 - 1,709$, $n_p = 1,674 - 1,700$; $n_g - n_p = 0,005 - 0,012$; с $Np = 0 - 30^\circ$; $2V$ отрицательный — от 0 до 50° ; дисперсия очень сильная, $r < v$. Плеохроизм резкий: по Ng — синевато-серый, по Nm — буровато-желтый, по Np — темный сине-зеленый. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$, иногда $Nm < Np \approx Ng$.

Очень характерной особенностью арфедсонита является сильная дисперсия осей оптической индикаторы, в связи с чем разрезы по (010) , на которых видны трещины спайности одного направления, не могут быть полностью погашены в белом свете.

Арфедсонит в шлифах имеет сходство с турмалином, от которого отличается наличием спайности, косым погасанием, двусостностью. От всех амфиболов он отличается низким двупреломлением, резким плеохроизмом, сильной дисперсией осей индикаторы.

ГРУППА СЛЮД

Химический состав слюд может быть выражен с помощью общей формулы $XY_{2-3}Z_4\text{O}_{10}[\text{OH}, \text{F}]_2$, где X — в основном K , редко Na , также Ca , Ba , Rb , Cs , Y — главным образом Al , Mg и Fe^{2+} , но также Li , Mn , Cr , Ti и Z — в основном Si и Al , но возможно также Fe^{3+} и Ti .

По кристаллохимической структуре слюды относятся к слоистым алюмосиликатам. Кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры в них, скрепленные ионами

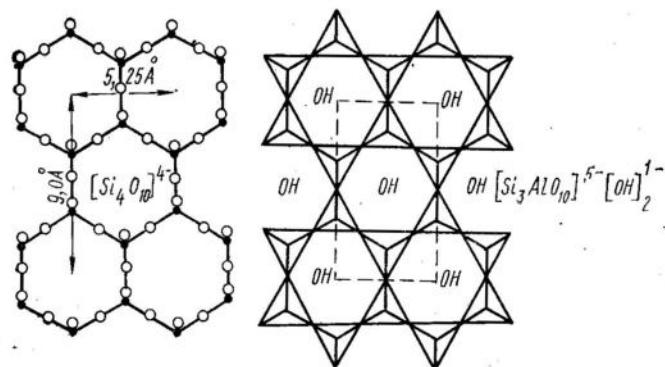


Рис. 27. Слои кремнекислородных тетраэдров. Элементарная ячейка состоит из четырех Si и десяти O (Si — черные точки, O — белые кружки)

кислорода, образуют плоские слои (рис. 27). Элементарная ячейка слоя из трех Si, одного Al, десяти O и двух OH, и анионная группа, таким образом, имеет следующий вид: $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]^5-\text{[OH]}_2^{2-}$.

Разнообразие катионов, входящих в состав слюд, обуславливает появление многочисленных минеральных видов в этой группе. Мы рассмотрим оптические свойства наиболее распространенных слюд — мусковита, флогопита и биотита, которые являются породообразующими минералами многих магматических и метаморфических горных пород, и лепидолита — самого распространенного из литиевых минералов, встречающегося в составе гранитных пегматитов.

Для всех слюд характерны некоторые общие свойства, которые определяются их общей кристаллохимической структурой. Все слюды кристаллизуются в моно-

клинной сингонии. Облик кристаллов таблитчатый, псевдогексагональный; агрегаты — пластинчатые, чешуйчатые. Все слюды обладают весьма совершенной спайностью по (001), обусловленной их слоистым строением. В плоскости третьего пинакоида (001) лежат слои кремнекислородных тетраэдров, которые прочно связаны через кислород; связь слоев друг с другом, осуществляемая через катионы, является менее прочной. Благодаря слоистому строению слюды имеют резкое отличие показателей преломления в двух направлениях (вдоль слоев

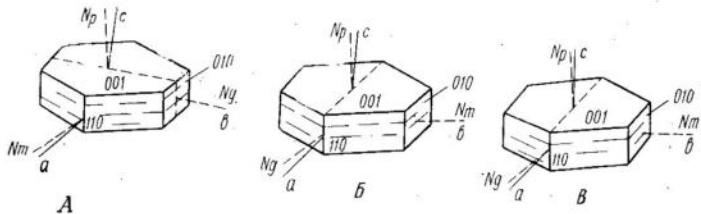


Рис. 28. Ориентировка оптической индикатрисы в слюдах:
А — мусковит, Б — флогопит, В — биотит

и перпендикулярно к ним) и обладают высоким двупреломлением. В то же время различия в показателях преломления в плоскости слоя очень небольшие и поэтому два показателя преломления (n_g и n_m) в слюдах близки по значению.

Все слюды оптически отрицательны и имеют небольшие углы оптических осей, а биотит является почти односным. Ось N_p оптической индикатрисы во всех слюдах почти перпендикулярна плоскости спайности (001). Плоскость оптических осей в биотите и флогопите параллельна (010), а в мусковите и парагоните перпендикулярна к этой плоскости (рис. 28).

Разрезы слюд, перпендикулярные плоскости (001), как правило, имеют удлиненную форму, и именно на них прекрасно видна спайность. Удлинение таких разрезов положительное. Погасание прямое или почти прямое, причем характерно, что при погасании разрезы слюд иссягают.

Слюды могут быть сдвойникованы. Плоскостью срастания двойников является (001), двойниковой осью — направление [310] («слюдяной закон» двойникования).

Мусковит — $KAl_2[Si_3AlO_{10}][OH]_2$ — бесцветный минерал, обладающий псевдоабсорбцией. $n_g = 1,588—1,624$, $n_m = 1,582—1,619$, $n_p = 1,552—1,570$; $n_g - n_p = 0,036—0,054$; $2V$ от -35 до 50° ; $r > v$. Более высокие цифры показателей преломления, двупреломления и низкие для угла оптических осей относятся к разностям мусковита, содержащим изоморфную примесь железа. Высоким светопреломлением ($n_g = 1,597—1,611$, $n_p = 1,559—1,569$) обладает также хромосодержащая разновидность мусковита — фуксит, имеющий зеленую окраску и заметно плеохроирующий в шлифах.

Серицит — тонкочешуйчатая разновидность мусковита — самый распространенный продукт постмагматического изменения плагиоклаза. Химический состав серицита сходен с мусковитом, но в ряде случаев он отличается несколько большим содержанием воды, кремния, магния и пониженным — калия.

Мусковит — минерал гранитов, аплитов, пегматитов, а также многих метаморфических пород. Он может кристаллизоваться из гранитной магмы при давлении выше 1500 atm, но чаще образуется в результате метасоматического замещения биотита и полевых шпатов.

В шлифах мусковит имеет большое сходство с тальком и пирофиллитом, от которых его можно отличить по величине угла оптических осей: $2V$ в тальке меньше ($0—30^\circ$), а в пирофиллите больше ($53—60^\circ$), чем в мусковите. Скаполит, похожий на мусковит на некоторых разрезах, имеет отрицательное удлинение, призматическую спайность и является одноосным. Канкринит, также иногда сходный с мусковитом, отличается от него по более низкому светопреломлению.

Мусковит трудно отличить в шлифах от литиевой слюды — лепидолита и натриевой слюды — парагонита — $NaAl_2[Si_3AlO_{10}][OH]_2$, так как оптические свойства их очень близки. Для достоверной диагностики необходим химический или спектральный анализ на щелочи, или порошковая рентгенограмма.

Парагонит — редкий минерал, не встречающийся в магматических породах. Он обнаружен в осадочных и метаморфических породах, а также в кварцевых жилах и является устойчивым в значительном диапазоне температур и давлений.

Флогопит — $KMg_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$ — в шлифах бесцветный, светло-зеленый или светло-буроватый. $n_g =$

$n_g = 1,558 - 1,637$, $n_m = 1,557 - 1,637$, $n_p = 1,530 - 1,590$; $n_g - n_p = 0,028 - 0,047$; $2V$ от -0 до -15° ; $r > v$. Более высокие цифры показателей преломления относятся к разностям, содержащим примесь железа.

Флогопит похож на мусковит, от которого отличается меньшим углом оптических осей.

Биотит — $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$ — в шлифах бурый, разных оттенков. Встречается также биотит зеленый.

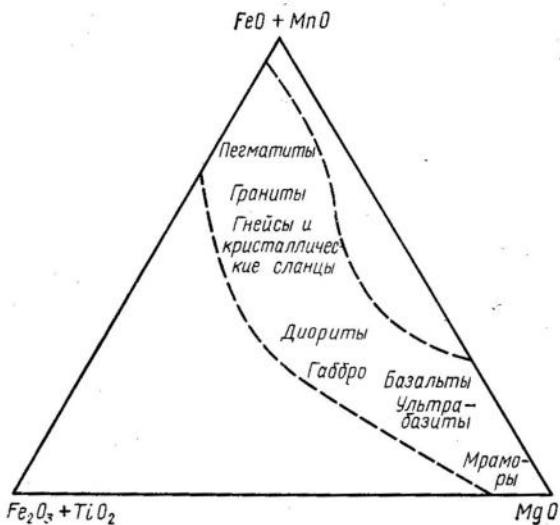


Рис. 29. Колебания химического состава биотитов и флогопитов в зависимости от типа пород (У. А. Дир и др., 1966)

ного цвета преимущественно в метаморфических породах. Характерная особенность биотита — его чрезвычайно сильный плеохроизм со схемой абсорбции $N_g \cong N_m > N_p$, причем по N_p цвет очень слабый, почти бесцветный, тогда как по N_g и N_m цвет густой бурый или зеленый. В биотитах, содержащих включения циркона, монацитита, ортита и некоторых титанитов и апатитов, наблюдаются плеохроичные оболочки — более густые окраски вокруг включений, возникающие благодаря воздействию радиоактивных примесей, имеющихся в составе включений. Показатели преломления, а также двупреломление биотитов возрастают с увеличением в их составе железа.

Наиболее распространенные биотиты имеют $n_g = n_m = 1,60 - 1,66$ и $n_p = 1,56 - 1,60$; $n_g - n_p = 0,040 - 0,060$. Угол оптических осей отрицательный, близок к 0° и очень редко превышает 10° (только в биотитах щелочных пород и лампрофиров).

Установлено, что химический состав и в связи с этим оптические свойства биотитов из разных типов пород

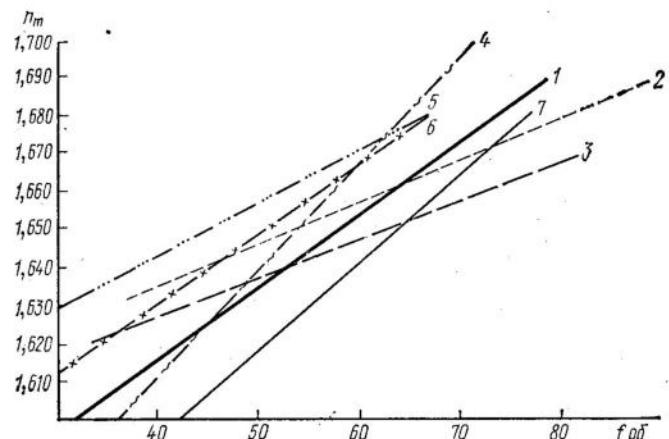


Рис. 30. Прямые для определения общей железистости биотитов

$$\left(F_{общ} = \frac{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO}{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + MgO} \cdot 100 \right) :$$

1 — из метаморфических пород (суммарная прямая); 2 — из гранитов и гнейсов (прямая В. С. Соболева, 1950); 3 — из роговиков (из кн. «Фации метаморфизма», под ред. В. С. Соболева, 1970); 4 — из кристаллических сланцев амфиболитовой фации; 5, 6 — из пород гранулитовой фации; 7 — из пород эпидот-амфиболитовой фации

имеют некоторые отличия. Чем кислее породы, тем более железистыми являются биотиты, содержащиеся в их составе (рис. 29). На рис. 30 приведена диаграмма, показывающая зависимость показателя преломления (n_m) биотитов от их общей железистости:

$$\left(f = \frac{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO}{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + MgO} \cdot 100 \% \right)$$

Из данных диаграммы следует, что биотиты из разных пород при одинаковом значении показателя прелом-

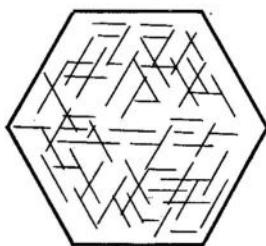
ления могут иметь разную железистость. Объясняется это тем, что величина показателя преломления зависит не только от железистости минерала, но также от содержания других компонентов, присутствие которых в составе минерала определяется условиями формирования породы (например, от количества Al в четверной и в шестерной координации, примеси Ti, F и др.). Поэтому при определении общей железистости биотита следует учитывать его парагенезис.

В результате изменения биотита при процессах выветривания за счет его образуется монтмориллонит или вермикулит. Под воздействием гидротермальных растворов он чаще всего переходит в хлорит, но также в мусковит, глинистые минералы, кальцит, эпидот, лейкоксен, рутил и рудные минералы. Хлорит нередко образует полные псевдоморфозы по биотиту. Этот процесс сопровождается образованием полупрозрачных землистых агрегатов мелкозернистого эпидота и лейкоксена, располагающихся в виде линзовидных скоплений вдоль трещинок спайности биотита.

Рис. 31. Сагенит — тонкие иголки рутила, образующие сетку в хлоритизированном биотите

Землистые скопления имеют высокий рельеф, а при скрещенных николях в них удается увидеть высокие цвета интерференций. Иногда вдоль трещинок спайности отлагаются также гидроокислы железа и зернышки карбоната. При хлоритизации биотитов, содержащих значительную примесь титана, выделяются тонкие иголочки рутила — сагенита, располагающиеся под углом 60° (рис. 31). Биотиты, находящиеся в виде порфировых выделений в эфузивных породах, подвергаются подобно амфиболам опацитизации.

В шлифах биотит имеет сходство с базальтической роговой обманкой, от которой отличается прямым погасанием, наличием только одной системы трещин спайности, углом оптических осей, близким к нулю. Зеленый биотит похож на хлорит, но последний имеет низкое двупреломление и аномальные цвета интерференции. Иногда биотит похож на турмалин, от которого отличается положительным знаком удлинения и спайностью, которая у



турмалина отсутствует. Биотит можно спутать также с орбитом. Однако последний имеет более высокие показатели преломления, большой угол оптических осей и косое погасание. Похож биотит в шлифах на слюдообразный минерал — стильпномелан, встречающийся в метаморфогенных железорудных месторождениях и в кристаллических сланцах, богатых магнием и железом. Стильпномелан в отличие от биотита имеет менее совершенную спайность по (001) и вторую неясную спайность (010). Для него характерно также наличие яркого золотисто-желтого оттенка по Nr и пятнистости, обнаруживающейся при погасании.

Лепидолит — $K(Li_{2-x}Al_{1+x})[Si_{4-2x}Al_{2x}O_{10}][F, OH]_2$ — в шлифах бесцветный. В связи с постоянным присутствием в составе лепидолитов примесей Na, Rb, Cs, Mn, Fe, Mg и других элементов оптические константы их колеблются в широких пределах. Для наиболее распространенных разновидностей определены следующие значения: n_g — от 1,555 до 1,568, n_m — от 1,552 до 1,565, n_p — от 1,529 до 1,537; $n_g - n_p$ — около 0,030; $2V$ отрицательный: от 30 до 50°; угол погасания $Ng : a$ от 0 до 7°. Двойники редки (по «слюдяному закону»), плоскостью срастания их является (001), двойниковой осью — [310].

Как уже отмечено выше, лепидолит в шлифах очень похож на мусковит, от которого он отличается лишь меньшим светопреломлением.

ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Полевые шпаты — самые распространенные минералы земной коры. Они составляют около 50% земной коры по массе. Приблизительно 60% их заключено в магматических горных породах, около 30% — в метаморфических и остальные 10% — в осадочных породах. Наличие или отсутствие полевых шпатов, количество и состав их кладется в основу минералогической классификации магматических горных пород. В связи с этим определение состава полевых шпатов — одна из главных задач при изучении горной породы.

По химическому составу полевые шпаты являются алюмосиликатами K, Na, Ca, в редких случаях — Ba. По кристаллохимической структуре они представляют собой каркасные алюмосиликаты: это постройки, в которых

кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры соединены между собой кислородом таким образом, что у каждого отдельного тетраэдра нет кислорода, принадлежащего только ему. Каждая вершина любого тетраэдра является общей с другим тетраэдром, расположенным с ним рядом.

Основу строения пространственного каркаса полевых шпатов можно представить себе в виде ячейки из четырех кремнекислородных тетраэдров (рис. 32). Вершины

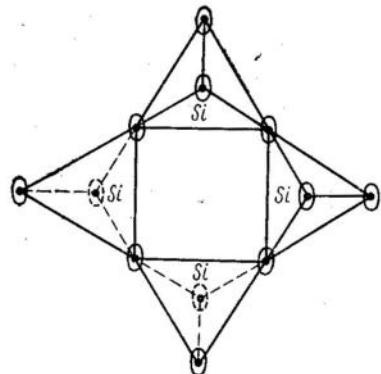


Рис. 32. Схематическое изображение элементарной ячейки каркасных силикатов — Si_4O_8

двух тетраэдров такой ячейкой обращены вверх, а двух других — вниз. Ячейка состоит из 4Si и 8O и является нейтральной, но если на место Si встанет Al, т. е. если анион будет представлен группой $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^{1-}$, он окажется отрицательно заряженным — будет иметь одну свободную отрицательную валентность, которая может быть погашена одновалентными катионами K или Na. Если в двух тетраэдрах вместо Si

встанет Al, анион будет иметь вид $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-}$, т. е. будет иметь две отрицательные валентности, и тогда в решетку полевых шпатов войдут двухвалентные катионы Ca или Ba.

Близость ионных радиусов Na (0,98 Å) и Ca (1,01 Å), а также K (1,33 Å) и Ba (1,36 Å) обусловливает наличие в полевых шпатах явлений изоморфизма.

В соответствии с особенностями химического состава полевые шпаты можно разделить на три подгруппы: 1) натри-кальциевые полевые шпаты, или плагиоклазы, — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; они могут содержать небольшую примесь $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; 2) натри-калиевые полевые шпаты — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; примесь $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ в них, как правило, весьма незначительна; 3) кали-бариевые полевые шпаты, или гиалофаны, — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Из этих полевых шпатов главную роль как породообразующие минералы играют натри-кальциевые и натри-калиевые полевые шпаты. Кали-бариевые полевые шпаты являются редкими метаморфическими минералами, ассоциирующими в большинстве случаев с марганцевыми породами.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы представляют собой твердые растворы двух компонентов: альбита — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

В соответствии с химическим составом (процентным содержанием в составе плагиоклаза анортита) различаются следующие минеральные виды:

Минерал	Содержание анортита, %
Альбит	0—10
Олигоклаз	10—30
Андерзин	30—50
Лабрадор	50—70
Битовнит	70—90
Анортит	90—100

Е. С. Федоров предложил рациональную номенклатуру плагиоклазов: обозначение номером процентного содержания анортита в составе минерала. Так, плагиоклаз № 15, по Е. С. Федорову, представляет собой олигоклаз с 15% анортита, плагиоклаз № 72 — битовнит с 72% анортита и т. п.

Среди плагиоклазов различаются также кислые, средние и основные разности по относительному содержанию в составе их кремнезема — SiO_2 . К кислым относятся плагиоклазы № 0—30 с относительно большим содержанием SiO_2 , к средним — № 30—50 и к основным — № 50—100. В последних содержание SiO_2 наименьшее.

При приведенных подразделениях возможная примесь $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ не учитывается, она суммируется с $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Количество примеси $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ в основных плагиоклазах может достигать 5%, а в кислых до 12%. Другие примеси ничтожны. Среди них отмечены Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, Ba и Sr.

Основные плагиоклазы более высокотемпературные минералы, чем кислые. Анортит кристаллизуется при температуре 1550° С, альбит — 1100° С. Процесс кристал-

лизации плагиоклазов можно представить термической диаграммой по типу кристаллизации твердых растворов (рис. 33). На диаграмме две кривые: верхняя — кривая точек плавления или начала кристаллизации, называемая *ликвидусом*, и нижняя — кривая затвердевания или конца кристаллизации, называемая *солидусом*.

Кристаллизация по этой диаграмме происходит следующим образом.

Если имеется расплав состава *A*, то его кристаллизация начинается при температуре 1450°C , т. е. при достижении точки *B* на кривой ликвидуса, причем выпадающие кристаллы по составу будут отличаться от кристаллизующегося расплава. Кристаллы по сравнению с расплавом будут обогащены тем компонентом, который имеет более высокую температуру

Рис. 33. Диаграмма состояния системы альбит — анортит по Н. Л. Боуэну

кристаллизации. При кристаллизации плагиоклазов выпадающие кристаллы будут содержать больше анортита, чем расплав. Состав этих кристаллов будет определяться точкой *C*, которая лежит на пересечении изотермы *BC* с солидусом. Выделение кристаллов, обогащенных анортитом, приведет к изменению состава расплава: в нем будет больше альбита, чем в исходном расплаве. При понижении температуры этот расплав начнет реагировать с выделившимися кристаллами, постепенно изменения их состав в *C'* и в то же время изменяя свой состав по кривой *BB¹B²*, пока весь расплав окончательно не затвердеет в точке *C²*. В этой точке кристаллы плагиоклаза приобретут состав, соответствующий составу исходного расплава, а последние капли расплава будут иметь состав, соответствующий *B²*.

При медленном охлаждении расплава происходит постепенное и полное изменение состава кристаллов и в ко-

нечном счете получаются плагиоклазы, в которых не остается никаких следов от реакций, предшествовавших их образованию. Если охлаждение происходит быстро и реакция взаимодействия между кристаллами и расплавом не завершается, истинное равновесие не наступает, новый слой отлагается на предыдущем еще до того, как последний полностью изменит свой состав. В результате образуются плагиоклазы с зональным строением

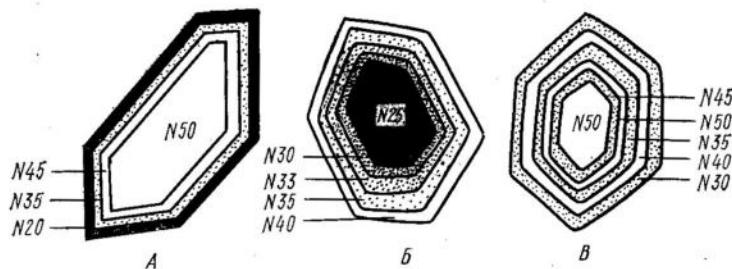
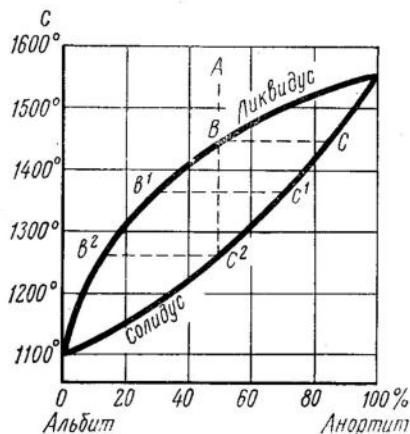


Рис. 34. Зональность в плагиоклазах: *A* — прямая, *B* — обратная, *В* — повторяющаяся

(рис. 34). Как правило, внутренние зоны в таких кристаллах бывают более основными (более богатыми анортитом). Такая зональность называется *нормальной* или *прямой зональностью*. Однако плагиоклазы некоторых пород, особенно эфузивных, обнаруживают также зональность обратную и повторяющуюся. *Обратная зональность* характеризуется тем, что в центре зерен находится более кислый плагиоклаз, чем в наружных зонах, *повторяющаяся* — чередованием кислых и основных зон. Появление обратной и повторяющейся зональности объясняется явлениями переохлаждения, колебаниями давления, поступлением новых порций расплава или растворением в магме пород, повышающих в ней содержание кальция. Обратная зональность, но слабо проявляющаяся, наблюдается также в плагиоклазах метаморфических пород.

Особое строение плагиоклазов было описано Д. А. Вансом под названием «пятнистой зональности». Суть его в том, что в ядре зонального плагиоклаза находятся похожие на заплаты включения более кислого плагиоклаза, соответствующие по составу и оптической ориентировке одной из внешних зон кристалла (рис. 35).

Количество и размер включений бывают различными: встречаются единичные и мелкие, а также такие, которые почти нацело заполняют ядро. Обычно включения имеют гомогенный состав, но изредка в них наблюдается слабо

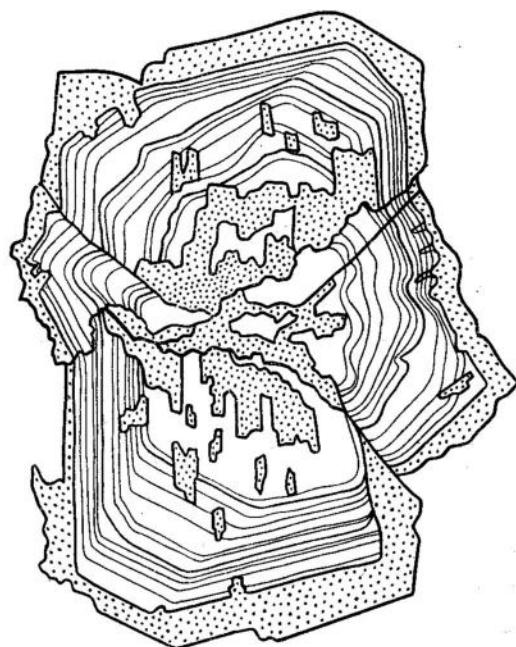


Рис. 35. Пятнистая зональность в плагиоклазе:
в ядре — плагиоклаз № 57—46, во внешней зоне и пятнах — № 38—31 (Д. А. Ванс, 1965)

проявленная зональность. В некоторых плагиоклазах отмечены включения двух и более генераций, причем составы таких включений также соответствуют составам каких-либо внешних зон. Иногда можно видеть, как включения соединены с внешними зонами узкими каналами. Нередко плагиоклазы с пятнистой зональностью содержат также пойкилитовые включения других минералов и стекла.

Образование пятнистой зональности объясняется проявлением двух фаз кристаллизации плагиоклаза, разделенных резорбцией. Первая фаза кристаллизации проис-

ходит на глубине в условиях высокого давления. При продвижении магмы к земной поверхности давление падает. Это приводит к частичной резорбции выделившихся кристаллов. Затем, в условиях более низкого давления и температуры, кристаллизуется плагиоклаз в пустотах, образовавшихся в результате резорбции, а также в краевых зонах кристаллов. Магмы, из которых могли образоваться такие плагиоклазы, были не перегретыми, так как содержали кристаллы плагиоклаза и, очевидно, были бедны летучими компонентами; в противном случае падение давления привело бы не к резорбции ранее выделившихся кристаллов, а способствовало бы быстрой кристаллизации расплава.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинической сингонии. Они образуют таблитчатые или таблитчато-призматические кристаллы, а также встречаются в виде неправильных зерен. В шлифах разрезы плагиоклазов нередко имеют прямоугольную форму. Плагиоклазы глубинных пород характеризуются обычно малоудлиненными формами, а гипабиссальных — узкими и длинными формами прямоугольников. В основной массе излившихся пород плагиоклазы образуют микролиты, имеющие в продольных разрезах игольчатую форму, а в поперечных — квадратную.

Спайность в плагиоклазах совершенная по грани второго пинакоида (010), которая носит название плоскости M , и по грани третьего пинакоида (001) — плоскости P , изредка встречается спайность по грани (110). Угол между плоскостями M и P равен 87° .

Плагиоклазы, имеющие состав между альбитами № 1—5 и олигоклазами № 21—25, в некоторых случаях представляют собой тонкое прорастание натриевых и кальциевых фаз; такие кристаллы иризируют. Плагиоклазы, имеющие состав лабрадора, также нередко иризируют, хотя состоят из одной фазы. Л. И. Пазюк установил, что иризация лабрадоров обусловлена интерференцией света при перпендикулярном падении его на тонко полисинтетически сдвойниковые кристаллы.

Самое характерное свойство плагиоклазов — наличие полисинтетических двойников — легко обнаруживается под микроскопом. Как правило, кислые плагиоклазы имеют очень тонкие двойниковые полоски, основные характеризуются более широкими полосками.

Все многообразие двойниковых законов плагиоклазов можно свести к двум типам.

1. Нормальный тип. Двойниковая ось — перпендикуляр к плоскости срастания. Наиболее распространенный закон двойникования плагиоклазов магматических пород — альбитовый — относится к этому типу. В альбитовом законе двойниковой осью является перпендикуляр к (010), а плоскостью срастания второй пинакоид — (010).

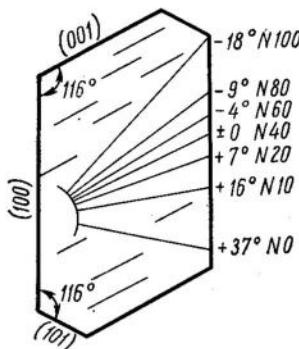


Рис. 36. Положение ромбического сечения в плагиоклазах разного состава. Справа — углы в плоскости (010), образованные следом ромбического сечения и (001)

шой угол с ним (рис. 36). В альбит-карлсбадском законе двойниковой осью является перпендикуляр к третьей кристаллографической оси *c*, а плоскостью срастания — второй пинакоид (010).

Приведенные выше законы двойникования плагиоклазов самые распространенные. Наибольшее разнообразие двойниковых законов обнаруживают плагиоклазы эфузивных пород, в интрузивных породах плагиоклазы чаще всего сдвойникованы по альбитовому закону, но нередко также по карлсбадскому и периклиновому, в метаморфических породах встречаются несдвойниковые плагиоклазы или сдвойниковые в простые и полисинтетические двойники по периклиновому и альбитовому законам.

Двойники плагиоклазов разных законов внешне похожи друг на друга. Для определения закона двойникова-

ния, а также состава плагиоклаза используется универсальный столик Е. С. Федорова, позволяющий сделать точное измерение углов между двойниковой осью и осями оптической индикатрисы.

Положение оптической индикатрисы в плагиоклазах закономерно изменяется с изменением их состава и внутренней структуры — степени упорядоченности (рис. 37).

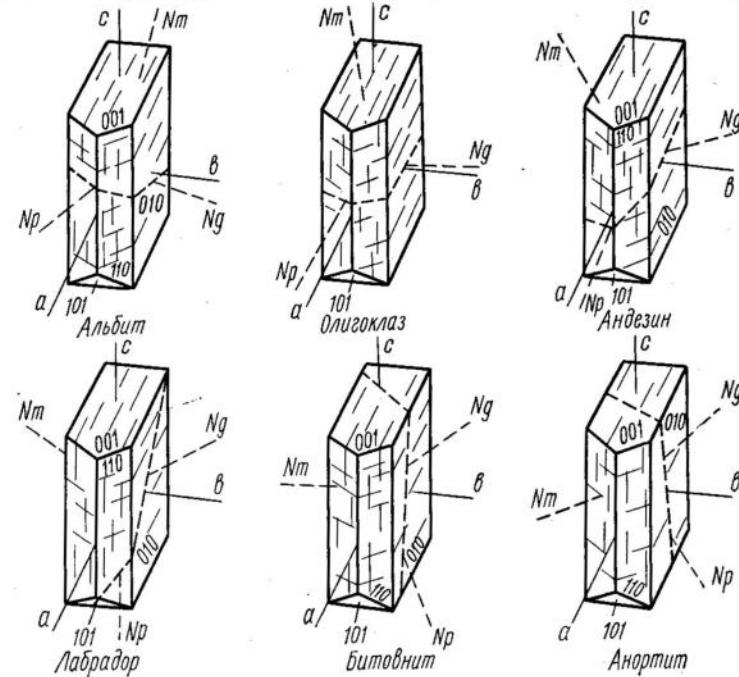


Рис. 37. Ориентировка оптической индикатрисы в плагиоклазах разного состава (В. Е. Трепер, 1958)

В плагиоклазах от № 0 до № 70 большая ось оптической индикатрисы *Ng* расположена близко ко второй кристаллографической оси *b*, и поэтому в таких плагиоклазах можно отличить альбитовый закон двойникования от периклинового на простом столике микроскопа, без применения федоровского метода.

В плагиоклазах № 0—70, сдвойниковых по альбитовому закону, в направлении плоскости срастания (010) будет лежать ось *Nm*, а перпендикулярно к ней ось *Ng*,

т. е. вдоль двойниковых полосок будет определяться короткая ось индикатрисы — Np' . В двойниках по периклиновому закону, где плоскостью срастания является ромбическое сечение, проходящее через вторую кристаллографическую ось b , в направлении двойниковых полосок будет лежать большая ось индикатрисы — Ng' . Иначе говоря, если в полисинтетическом двойнике знак удлинения будет отрицательным, плоскостью срастания служит (010) и двойник, вероятно, альбитовый; если знак удлинения положительный — плоскость срастания близка к

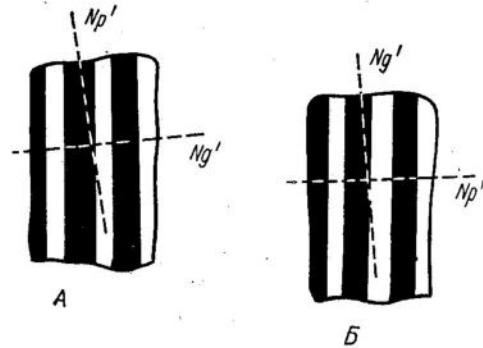


Рис. 38. Наиболее обычные двойники плагиоклазов: А — альбитовый, Б — периклиновый

(001) и двойник, вероятно, переклиновый (рис. 38). Указанная ориентировка индикатрисы, как об этом сказано выше, наблюдается в плагиоклазах до № 70, а так как именно такие плагиоклазы имеют наибольшее распространение в горных породах, правило определения закона двойникования по характеру удлинения почти всегда применимо. Для определения закона двойникования в битовниках и аортитах необходимо пользоваться федоровским методом.

Оптические свойства плагиоклазов, как отмечено выше, зависят от их состава и внутреннего строения, которое определяется условиями образования. В соответствии с внутренним строением различаются упорядоченные и неупорядоченные плагиоклазы.

Неупорядоченные плагиоклазы — высокотемпературные, упорядоченные — низкотемпературные. Высокотемпературные плагиоклазы — минералы эфузивных

пород, быстро застывшие, закаленные; низкотемпературные плагиоклазы — минералы интрузивных пород, образовавшиеся при медленном охлаждении. Плагиоклазы пегматитов, метаморфических и осадочных пород относятся к минералам с упорядоченной структурой.

Главный структурный элемент в плагиоклазах, как известно, каркас из кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдров. В высокотемпературных плагиоклазах с неупорядоченной структурой замещающие друг друга кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры располагаются без определенного порядка, в низкотемпературных плагиоклазах они чередуются в строго определенном порядке. Так как ионы кремния отличаются по размерам от ионов алюминия (радиусы ионов $Si=0,41 \text{ \AA}$, $Al=0,5 \text{ \AA}$), можно представить, что упорядоченное или неупорядоченное расположение ионов Si и Al создает разные условия для прохождения света и поэтому оптические свойства тех и других плагиоклазов различные.

Между плагиоклазами с неупорядоченной и упорядоченной структурой могут быть промежуточные члены с разной степенью упорядоченности. Неупорядоченные плагиоклазы при повторном нагревании могут приобрести упорядоченное состояние, а упорядоченные плагиоклазы при расплавлении и новой быстрой кристаллизации могут стать неупорядоченными.

Изменение состава вызывает более резкое изменение оптических свойств в плагиоклазах, чем структурные превращения. Именно поэтому зависимость свойств от состава была выявлена раньше и подтверждена химическими исследованиями полевых шпатов. О том, что свойства полевых шпатов (смесей альбита, анортита и ортоклаза) зависят от преобладания того или иного компонента в их составе, писал еще в прошлом веке знаменитый чешский минералог и петрограф Г. Чермак.

Зависимость оптических свойств от структурных превращений в полевых шпатах выявлена недавно.

Первое указание на существование высокотемпературных и низкотемпературных плагиоклазов было сделано в 1941 г. А. Кёлером. Достаточно определенные сведения об этом появились лишь в 50-е годы текущего столетия. Фактические данные были получены на основании рентгеноструктурных исследований, проведенных С. ЧАО и В. Тейлором, Ф. Лавесом и Ю. Гольдсмитом, Н. Боузном и О. Таттлом и др.

Новейшие рентгеноструктурные исследования, проведенные в 60-х годах, показали, что члены низкотемпературной серии плагиоклазов не образуют непрерывного ряда твердых растворов, а распадаются на шесть структурных групп.

Структурные превращения в полевых шпатах отражаются главным образом на изменении ориентировки оптической индикатрисы и в меньшей степени влияют на другие оптические константы.

Показатели преломления плагиоклазов так же, как плотность их, закономерно возрастают при переходе от альбита к анортиту. Альбит имеет $n_g = 1,538$, $n_m = 1,532$ и $n_p = 1,528$; анортит — $n_g = 1,589$, $n_m = 1,583$ и $n_p = 1,576$. Показатели преломления неупорядоченных высокотемпературных плагиоклазов несколько ниже, чем плагиоклазов низкотемпературных. Так, для высокотемпературного альбита $n_g = 1,534$, $n_m = 1,532$ и $n_p = 1,527$. В соответствии с показателями преломления кислые и средние плагиоклазы в шлифах отличаются слабым рельефом и отсутствием шагреневой поверхности, и только в основных плагиоклазах рельеф является более резким, чем у кварца.

Двупреломление плагиоклазов невысокое — от 0,007 до 0,013, что определяет появление серых и белых цветов интерференции. Наибольшее двупреломление имеет анортит, наименьшее — средние члены ряда плагиоклазов, двупреломление альбита $n_g - n_p = 0,010$.

Угол оптических осей колеблется в широких пределах: от -75 до $+75^\circ$ в низкотемпературных разностях и в еще большем диапазоне в высокотемпературных разностях. В низкотемпературных разностях знак угла оптических осей положительный в плагиоклазах от № 0 до № 16 и от № 36 до № 70, отрицательный — в плагиоклазах от № 16 до № 36 и от № 70 до № 100. В высокотемпературных разностях угол оптических осей отрицательный от № 0 до № 38 и от № 70 до № 100, положительный — от № 38 до № 70 (рис. 39).

Состав плагиоклазов устанавливают на основании определения показателей преломления или положения оптической индикатрисы относительно кристаллографических направлений. Точное определение положения индикатрисы возможно при исследовании плагиоклазов на федоровском столике. На обычном столике микроскопа определяют характерные углы погасания плагиоклазов на

ориентированных разрезах, для которых построены кривые, показывающие изменение углов погасания с изменением состава. Так как положение индикатрисы для плагиоклазов одного и того же состава, но с разной степенью упорядоченности, различно, кривые для определения высокотемпературных и низкотемпературных плагиоклазов отличаются друг от друга.

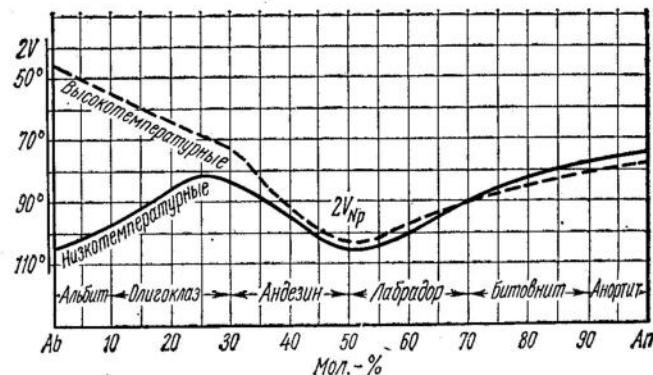


Рис. 39. Колебания угла оптических осей плагиоклазов с изменением состава и степени упорядоченности (В. Е. Трегер, 1958)

В качестве ориентированных разрезов используют целый ряд сечений, причем методы определения плагиоклазов с их помощью названы именами тех ученых, которые впервые составили кривые углов погасания для этих сечений. Так, имеются метод Шустера (Шустер предложил определять углы погасания плагиоклазов на плоскостях спайности P и M), метод Бекке и Беккера (ученые предложили использовать для этой цели разрезы, перпендикулярные к плоскостям спайности P и M), метод Фуке (Фуке рассчитал углы погасания для разрезов, перпендикулярных к биссектрисам Ng и Np) и др. Наиболее удобны среди этих методов те, в которых используются разрезы, легко диагностируемые в шлифах. К таким относятся метод Бекке и Беккера и метод Мишель-Леви, известный также под названием метода определения плагиоклазов по углу максимального симметричного погасания.

Метод определения плагиоклазов на разрезах, перпендикулярных (010) и (001) (метод Бекке и Беккера).

Для определения состава плалиоклаза по методу Бекке и Беккера необходимо отыскать разрез, перпендикулярный одновременно плоскостям (010) и (001), и измерить на нем угол погасания, образованный осью индикатрисы Np' с плоскостью (010).

Разрезы, перпендикулярные (010) и (001), можно найти в шлифах по наличию в них двух систем тонких трещин спайности, располагающихся почти под прямым углом друг к другу и не сдвигающихся в стороны при поднятии или опускании тубуса микроскопа. Трещинки спайности видны обычно при одном николе. При двух николях разрезы, перпендикулярные (010) и (001), можно найти, используя двойники. С этой целью ищут разрез, удовлетворяющий следующим трем условиям: 1) в направлении двойниковых полос лежит меньшая ось индикатрисы — Np' , т. е. удлинение двойниковых полос отрицательное; следует иметь в виду, что ось Np' образует сравнительно небольшой угол с плоскостью (010) только в плалиоклазах до № 70, поэтому установить плоскость (010) указанным выше способом можно лишь для плалиоклазов до № 70; 2) границы между двойниковыми полосами резкие и не сдвигаются в стороны при подъеме или опускании тубуса; это говорит о перпендикулярности к разрезу плоскости (010); 3) в пределах двойниковых полос наблюдаются тонкие трещинки спайности, поперечные к двойниковому шву и не сдвигаются при передвижении тубуса; это свидетельствует о перпендикулярности к разрезу плоскости (001).

Если разрез плалиоклаза, перпендикулярный (010) и (001), поставить в центр поля зрения и совместить направление двойниковых полос с направлением вертикальной нити окулярного креста, можно увидеть, что двойниковые полосы приобретут при этом или одинаковую интерференционную окраску, или разную. Первый случай будет иметь место при наличии двойников по альбитовому закону, второй — по другим законам (карлсбадский, альбит-карлсбадский и др.). При наличии альбитовых двойников углы погасания (010) ^ Np' для двух двойниковых полосок будут равны, но направлены в разные стороны. При других законах углы погасания двух половинок двойника будут различны.

Для определения состава плалиоклаза берут угол погасания (010) ^ Np' , измеренный в той половине двойника, где находятся трещинки спайности по (001), затем

обращаются к диаграмме рис. 40 и по ней определяют состав плалиоклаза. На диаграмме приведены кривые для определения состава низкотемпературных и высокотемпературных плалиоклазов. По первой кривой определяют плалиоклазы интрузивных и метаморфических пород, по второй — эфузивных пород. Углы погасания

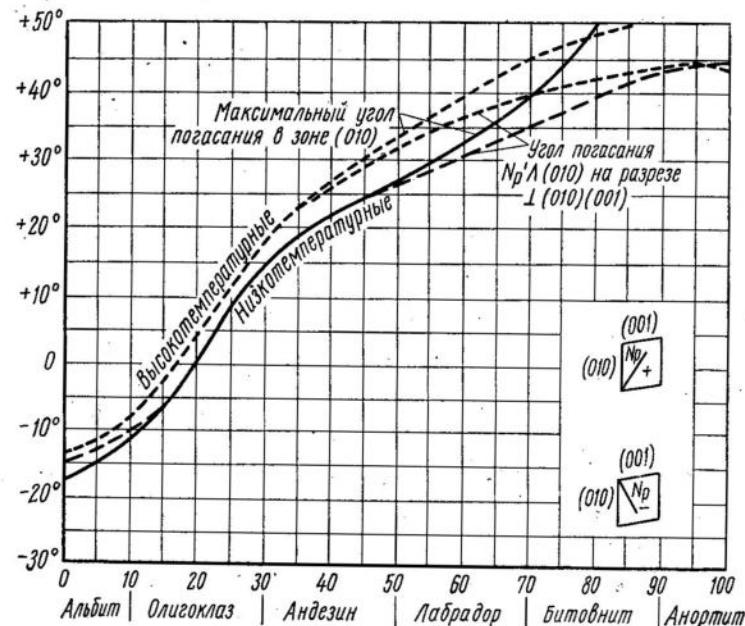


Рис. 40. Диаграмма для определения плалиоклазов по методам Бекке и Беккера и Мишель-Леви

показаны по оси ординат, состав плалиоклазов — по оси абсцисс. По данным кривой видно, что углы погасания колеблются от -15 до $+44^\circ$. Кривая переходит нулевую линию при составе плалиоклаза № 20, что означает, что олигоклаз № 20 имеет прямое погасание (угол погасания равен нулю). Углы погасания для плалиоклазов от № 20 до № 32 и от № 0 до № 20 равны по абсолютному значению (они колеблются от 0 до 15°), но одни из них расположены ниже нулевой линии, другие — выше. Следовательно, если измеренный угол погасания окажется меньше 15° , необходимо выяснить, каков он по

знаку — положительный (выше нулевой линии) или отрицательный (ниже нулевой линии).

Знак угла определяется при погасании. Если при погасании вертикальная нить окулярного креста, с которой совмещена ось Np' , окажется в остром углу (87°), образованном трещинками спайности по (001) и (010), знак угла считается положительным, если в тупом углу (93°) — отрицательным. Все углы погасания плагиоклазов, имеющие величину, большую чем 15° , положительны и для них проверка знака угла является излишней.

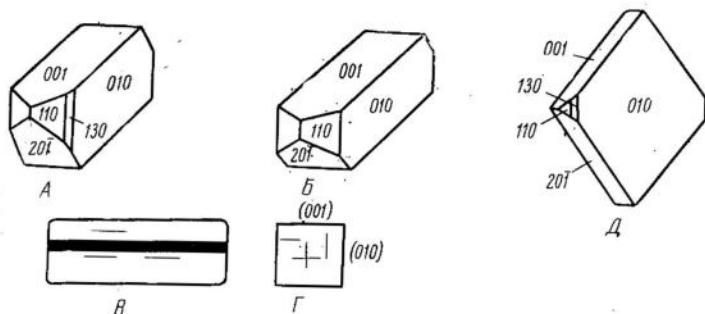


Рис. 41. Формы микролитов плагиоклаза и их разрезов: А, Б, Г — обычные, Д — редкие

При определении состава плагиоклазов в микролитах эфузивных пород, разрезы, пригодные для измерения углов погасания по рассмотренному методу, находятся по их квадратной форме. Микролиты часто вытянуты по первой кристаллографической оси a и имеют хорошо развитые грани (001) и (010), благодаря чему разрезы, перпендикулярные последним, представляют собой правильные квадраты (рис. 41).

Отыскав квадратный разрез, следует определить на нем угол погасания, образованный гранью (010) и осью Np' . Чтобы отличить грань (010) от грани (001), нужно помнить, что в плагиоклазах до № 70 угол (010) $\wedge Np'$ будет всегда меньше угла (001) $\wedge Np'$. Поэтому из двух углов погасания, которые образуют стороны квадрата с Np' , для определения состава плагиоклаза следует взять меньший по величине. Но если плагиоклазы в породе будут более основными, чем № 70, состав их по описанному методу определен быть не может, так как в таком случае отличить грань (010) от грани (001) невозможно.

Измерив угол (010) $\wedge Np'$ для микролита эфузивной породы, определяем состав его по кривой высокотемпературных плагиоклазов (см. рис. 40). Углы погасания (010) $\wedge Np'$ для высокотемпературных плагиоклазов, как видно на диаграмме, в большинстве случаев имеют большую величину, чем для низкотемпературных плагиоклазов такого же состава.

Метод определения плагиоклазов по максимальному углу симметричного погасания на разрезах, перпендикулярных (010) (Метод Мишель-Леви). Метод определения плагиоклазов по углу максимального симметричного погасания требует не менее пяти измерений углов погасания для одного определения. Разрезы, используемые при этом методе, должны быть перпендикулярны к (010). Они находятся по следующим признакам: 1) резким границам между двойниковых полосами, не сдвигающимися при передвижении тубуса микроскопа; 2) одинаковому освещению двойниковых полосок при положении, параллельном нитям креста, и под углом 45° к кресту (двойниковое строение исчезает 8 раз при полном повороте столика микроскопа); 3) симметричному погасанию двух смежных двойниковых полосок, равному по величине, но противоположному по направлению (одна половинка гаснет при повороте столика по часовой стрелке, вторая — против часовой стрелки). Измеренные углы погасания двух двойниковых полосок в идеальном случае будут равны, но если разрез не строго перпендикулярен к (010), могут различаться на несколько градусов. В таких случаях нужно взять среднюю величину.

После измерения углов погасания (010) $\wedge Np'$ не менее чем на пяти разрезах выбирают максимальный из полученных углов и по нему определяют состав плагиоклаза, пользуясь диаграммой, приведенной на рис. 40.

Кривая максимальных углов погасания на разрезах, перпендикулярных (010), для плагиоклазов глубинных пород мало отличается от кривой углов погасания (010) $\wedge Np'$ на разрезах, перпендикулярных РМ. Разница заключается в том, что для альбита № 0 максимальный угол равен -18° , тогда как угол (010) $\wedge Np'$ на разрезе, перпендикулярном РМ, равен -15° . От № 15 до № 45 обе кривые совпадают. Начиная с № 45, кривые расходятся, причем для аортита № 100 максимальный угол погасания равен 73° , а угол (010) $\wedge Np'$ на разрезе, перпендикулярном РМ, равен 44° .

Знак угла погасания, который необходимо установить для всех углов меньше 18° , определяют путем сравнения показателей преломления плагиоклаза с показателем преломления канадского бальзама. Если показатель преломления плагиоклаза будет больше, чем у бальзама, знак угла погасания считается положительным, если меньше или равен — отрицательным.

Для определения плагиоклазов в микролитах находят не менее пяти вытянутых разрезов с четкими двойниками швами и симметричным погасанием. Измерив на них углы погасания, выбирают максимальный и по нему определяют номер плагиоклаза, пользуясь кривой максимальных углов для высокотемпературных плагиоклазов.

Как упомянуто выше, для точного определения номера плагиоклаза следует пользоваться универсальным федоровским столиком, на котором можно измерить не только углы погасания, но и углы между двойниковыми осями и осями оптической индикатрисы. Если спроектировать на круговую диаграмму с координатными осями Ng , Nm и Np положение двойниковых осей плагиоклазов разного состава, то точки проекции составят кривую, по которой можно судить об изменении оптической ориентировки плагиоклаза в связи с изменением состава. Такие диаграммы были предложены Е. С. Федоровым и составлены впервые его учеником В. В. Никитиным.

В. В. Никитин, не имея данных о зависимости оптических свойств плагиоклазов от их происхождения, но предполагая, что такая зависимость может существовать, использовал для построения кривых только плагиоклазы типичных интрузивных пород, т. е. низкотемпературные плагиоклазы. Первую диаграмму для определения высокотемпературных плагиоклазов эфузивных пород построил А. Кёлер. В настоящее время имеется ряд диаграмм для определения плагиоклазов интрузивных и эфузивных пород на федоровском столике по ориентировке их оптической индикатрисы. На рис. 42 мы приводим диаграмму Каадена, опубликованную в 1951 г. и заимствованную нами у В. Е. Трегера (вкл.).

На рис. 43 дана диаграмма для кислых и средних плагиоклазов, опубликованная в 1957 г. А. С. Марфунином. На этой диаграмме показана ориентировка двойниковых осей альбитовых, карлсбадских и альбит-карлсбадских двойников относительно осей индикатрисы, причем положение кривых для полностью упорядоченных и

полностью неупорядоченных разновидностей почти совпадает с положением кривых для низкотемпературных и высокотемпературных плагиоклазов на диаграмме Каадена. Отличаются эти диаграммы тем, что А. С. Марфунин, кроме кривых для крайних членов ряда (полностью упорядоченные и полностью неупорядоченные), приводит промежуточные кривые для плагиоклазов разной степени упорядоченности. Измерив углы между двойниковой осью и осями Ng , Nm и Np оптической индикатрисы на федоровском столике и пользуясь этой диаграммой, можно не только определить состав плагиоклаза, но также установить степень упорядоченности его структуры.

В заключение остановимся на изменениях плагиоклазов и характере вторичных минералов, замещающих их. Основные плагиоклазы изменяются гораздо легче кислых, благодаря чему в плагиоклазах с прямой зональностью нередко ядра кристаллов бывают нацело разложенными, тогда как наружные зоны сохраняют свежесть.

Продуктами изменения плагиоклазов являются серицит, мусковит, минералы эпидот-циозитовой группы, хлорит, кальцит, цеолиты, пренит, скаполит и др. Наиболее характерный процесс изменения плагиоклазов — *серицитизация* — замещение плагиоклазов агрегатом тонкочешуйчатого мусковита. Основные плагиоклазы очень часто подвергаются *соссюритизации* — замещению смесью тончайших зерен серицита, эпидот-циозитового минерала, альбита, кальцита. Нередко наблюдается также *деанортитизация* основных плагиоклазов, при которой щелочные растворы разлагают анортитовую составляющую плагиоклаза с образованием серицита, а альбит сохраняется. Вероятно, мутные серицитизированные альбиты, находящиеся в некоторых измененных породах, являются такими деанортитизированными плагиоклазами, имевшими первоначально более основной состав.

Серицитизированные плагиоклазы отличаются в шлифах от соссюритизированных тем, что первые в проходящем свете бесцветны, тогда как последние благодаря высокому рельефу эпидот-циозитовых минералов представляются мутными, серыми. При скрещенных николях соссюритизированные плагиоклазы не всегда отличимы от серицитизированных.

Каолинизация плагиоклазов — процесс редкий.

Натри-калиевые полевые шпаты менее изучены, чем плагиоклазы, поэтому общепринятая классификация и номенклатура их пока отсутствует. По химическому составу щелочные полевые шпаты представляют собой твердые растворы $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$, которые при высоких температурах обладают полной смесимостью, а при охлаждении распадаются на калиевую и натриевую фазы. Примесь $Ca[Al_2Si_2O_8]$ в них незначительна; в существенно калиевых она не превышает 5%, а натриевые полевые шпаты, содержащие кальциевую примесь в количестве более 10%, относятся уже к плагиоклазам. Из других химических элементов в качестве примеси установлены Ba , Rb , Tl , Ti , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , Sr и реже Mn .

Подобно плагиоклазам щелочные полевые шпаты могут быть высокотемпературными, т. е. сохранившими неупорядоченную структуру, присущую закаленным разностям, или низкотемпературными, обладающими упорядоченной структурой.

По кристаллографическим особенностям различаются моноклинные и триклиновые щелочные полевые шпаты. Моноклинный высокотемпературный калиевый полевой шпат называется *санидином*. Санидин — с полностью неупорядоченной структурой обозначают как *высокий санидин*, а с несколько упорядоченной — *низкий санидин*. Моноклинный низкотемпературный калиевый полевой шпат называется *ортоклазом*. Самый низкотемпературный калиевый полевой шпат имеет триклиновую сингонию и называется *микроклином*. Все микроклины триклиновые, но степень их триклиновости (косоугольности) может быть различной. Наиболее триклиновый микроклин (с углом между (001) и (010) равным $87^{\circ}30'$) называется *максимальным* или *низким микроклином*, тогда как остальные, менее триклиновые, носят название *промежуточных микроклинов*.

Натриевые члены ряда щелочных полевых шпатов — альбиты кристаллизуются в триклиновой сингонии. Известны две модификации альбита: высокотемпературная форма с неупорядоченной структурой — *высокий альбит*, и низкотемпературная с упорядоченной структурой — *низкий альбит*.

В соответствии с оптическими свойствами выделены четыре серии щелочных полевых шпатов: 1) высокий аль-

бит — высокий санидин; 2) высокий альбит — низкий санидин; 3) низкий альбит — ортоклаз; 4) низкий альбит — микроклин.

Серия высокий альбит — высокий санидин представляет непрерывный ряд твердых растворов, но в этом ряду минералы, богатые калием, кристаллизуются в моноклинной сингонии, а богатые натрием (содержащие менее 37% $K[AlSi_3O_8]$) — в триклиновой сингонии. В природе встречаются только калиевые члены этой серии, содержащие более 67% $K[AlSi_3O_8]$.

В серии высокий альбит — низкий санидин растворимость в твердом состоянии ограничена, гомогенные кристаллы образуются только на концах серии, а промежуточные составы (содержащие от 25 до 60% $K[AlSi_3O_8]$) представляют собой субмикроскопические сростки из двух фаз — *криптолериты*. Несмешивающиеся фазы криптолеритов различимы лишь при рентгеновском исследовании. Изменение симметрии от триклиновой к моноклинной имеет место так же, как в первой серии при содержании 37% $K[AlSi_3O_8]$, и по этой границе разделяются санидины (богатые калием) и аортоклазы (богатые натрием).

В серии низкий альбит — ортоклаз большая часть составов, содержащих от 20 до 85% $K[AlSi_3O_8]$, представляют собой гетерогенные образования (калиевые полевые шпаты с вростками альбита, хорошо видимые под микроскопом), которые называются *ортоклаз-микроперитами*.

Наконец, в серии низкий альбит — микроклин, твердые растворы еще более ограничены, а распавшиеся фазы имеют более крупные размеры и называются *микроклин-микроперитами* и *микроклин-перитами*.

Процесс кристаллизации щелочных полевых шпатов показан на рис. 44. Он отличается от процесса кристаллизации плагиоклазов двумя особенностями: 1) система $Na[AlSi_3O_8] — K[AlSi_3O_8]$ не является во всех своих частях двухкомпонентной, так как богатые калием щелочные полевые шпаты плавятся с образованием лейцита инконгруэнтно и 2) кривые ликвидуса и солидуса имеют точку минимума t , положение которой отвечает 65% $Na[AlSi_3O_8]$ и 35% $K[AlSi_3O_8]$. Расплав такого состава затвердевает при постоянной температуре, равной 1063°C , с образованием кристаллов того же состава, что и жидккая фаза. Кристаллизация расплавов другого со-

става растягивается на некоторый температурный интервал, причем составы как жидкой фазы, так и выделяющегося полевого шпата по мере понижения температуры приближаются к составу точки минимума.

При высоких температурах (непосредственно после окончания кристаллизации) смесимость натриевого и калиевого компонентов в твердой фазе полная, при низких температурах ограниченная. В связи с этим гомогенный

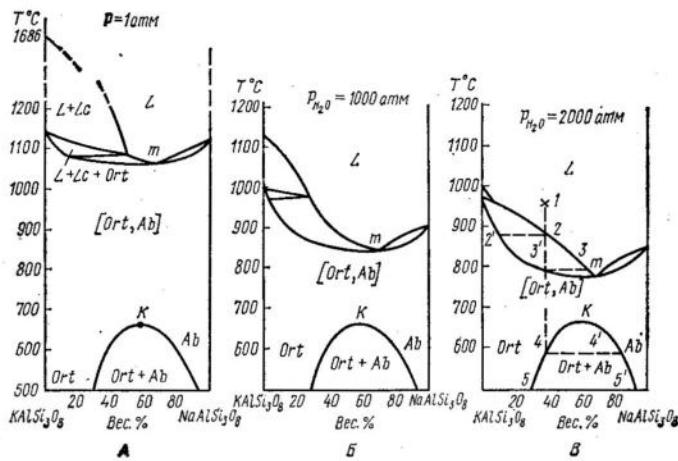


Рис. 44. Диаграмма состояния системы $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8$:
A — для сухих расплавов, B — при давлении водяного пара
1000 атм, В — при давлении водяного пара 2000 атм (по
Н. Л. Бозену и О. Ф. Татту)

смешанный кристалл при охлаждении распадается на две твердые фазы по кривой солидуса ($Ort-K-Ab$). Максимальная температура на этой кривой (точка K) равна приблизительно $660^{\circ}C$, выше этой температуры распад не происходит. Ниже $660^{\circ}C$ каждой температуре соответствуют вполне определенные составы находящихся в равновесии калиевого полевого шпата и альбита, причем с понижением температуры пределы взаимной растворимости $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$ в твердом состоянии все более сокращаются и распад смешанных кристаллов приводит к образованию перититов.

На кристаллизацию расплава в системе $K[AlSi_3O_8]-NaAl[Si_3O_8]$ большое влияние оказывает величина давления. На рис. 44 видно, что в условиях высоких давлений

водяного пара область составов, характеризующихся инконгруэнтным плавлением, сильно сужается. Если при атмосферном давлении в сухой системе инконгруэнтное плавление свойственно всем щелочным полевым шпатам, содержащим больше 49% $K[AlSi_3O_8]$ (рис. 44, a), то при давлении 1000 атм инконгруэнтно плавятся лишь полевые шпаты, содержащие более 81% $K[AlSi_3O_8]$ (рис. 44, б), а при давлениях, превышающих 2500 атм, полевые шпаты становятся конгруэнтно-плавящимися во всем интервале составов, вплоть до чистого $K[AlSi_3O_8]$.

Поскольку с ростом давления увеличивается растворимость воды в силикатных расплавах, температуры кристаллизации с повышением давления водяного пара уменьшаются. Так, температура точки минимума m , которая при давлении 1 атм равна $1063^{\circ}C$, при давлении водяного пара в 1000 атм снижается до $854^{\circ}C$, а при давлении в 2000 атм — до $785^{\circ}C$. При очень больших давлениях температуры кристаллизации снижаются настолько, что кривая солидуса и кривая распада твердых растворов пересекаются, вследствие чего в ряду твердых растворов появляется разрыв. Так, при давлении 5000 атм и температуре $698^{\circ}C$ в равновесии с расплавом находятся две твердые фазы, содержащие соответственно 42 и 66% $NaAlSi_3O_8$.

На рис. 44, в показан процесс кристаллизации расплава с исходным составом, изображенным фигуративной точкой 1. При понижении температуры фигуративная точка достигает кривой ликвидуса в точке 2. В этот момент из расплава начинают выделяться кристаллы полевого шпата, обогащенные калиевым компонентом. Состав их первоначально отвечает точке 2' на кривой солидуса. В дальнейшем состав расплава изменяется по кривой ликвидуса, а состав кристаллов по кривой солидуса в направлении к точке m .

В условиях идеального равновесия кристаллизация заканчивается в тот момент, когда фигуративная точка полевого шпата достигает точки 3'. Последние порции расплава при этом имеют состав, отраженный точкой 3. В результате кристаллизации образуется гомогенный полевой шпат, представляющий собой твердый раствор $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$.

При дальнейшем охлаждении твердый раствор распадается; по достижении фигуративной точкой полевого шпата кривой солидуса (точка 4) начинается формирова-

ние второй твердой фазы, состав которой в первый момент соответствует точке 4'. При равновесном охлаждении процесс распада продолжается непрерывно, причем составы равновесных твердых фаз (ортоклаза и альбита) изменяются в соответствии с ветвями кривой солидуса. При температуре 500° С составы ортоклаза и альбита отвечают фигурациям точкам 5 и 5'.

На основании экспериментальных исследований тройных систем $K[AlSi_3O_8]$ — $Na[AlSi_3O_8]$ — $Ca[Al_2Si_2O_8]$ и химического состава полевых шпатов из пород, формировавшихся в разных условиях, было установлено, что

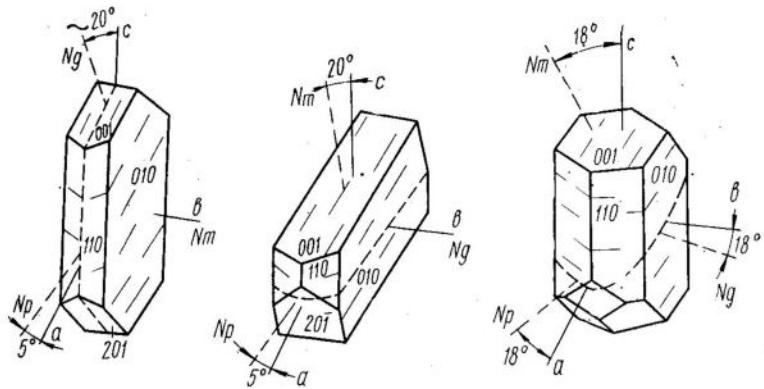


Рис. 45. Натри-калиевые полевые шпаты: сандин, ортоклаз, микроклин

распределение натрия между сосуществующими щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами зависит от температуры их образования. Это позволило впервые Т. Барту, а затем и другим исследователям предложить метод «двуполевошпатового термометра» для оценки температуры образования полевошпатовых пород.

Щелочные полевые шпаты, как отмечено выше, кристаллизуются в моноклинной и триклинической сингониях. Триклинические незначительно отличаются от моноклинной сингонии и поэтому общий облик кристаллов тех и других отличается мало. Все щелочные полевые шпаты характеризуются довольно постоянным развитием граней (001) и (010), а также (110). Форма кристаллов в зависимости от преобладающего развития тех или других граней различна. Благодаря развитию грани (010)

кристаллы ортоклаза имеют таблитчатую форму. В других случаях при одновременном развитии (010) и (001) кристаллы вытянуты по оси a и имеют столбчатую форму (рис. 45). В кристаллах санидина часто сильно развиты грани (010), а также (001) и (201). Призматические калиевые полевые шпаты, образующиеся из водных растворов, носят особое название — адуляров.

Все полевые шпаты имеют совершенную спайность по плоскостям P — (001) и M — (010), но по плоскости M она хуже, чем по P .

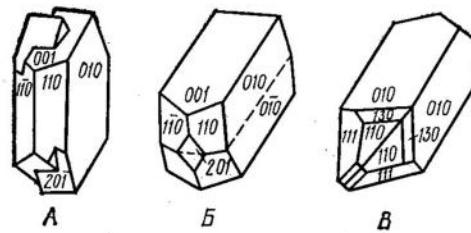


Рис. 46. Двойники ортоклаза: А — карлсбадский, Б — манебахский, В — бавенский

Моноклинные разности образуют простые двойники по законам: 1) карлсбадскому, где двойниковая ось — c и плоскость срастания — (010) или (100); 2) манебахскому, где двойниковая ось — перпендикуляр к (001) и плоскость срастания — (001) и 3) бавенскому, где двойниковая ось — перпендикуляр к (021) и плоскость срастания (021) (рис. 46).

Триклинические — микроклин и анортоклаз обычно сдвойникоанованы по двум законам одновременно: альбитовому — двойниковая ось — перпендикуляр к (010), плоскость срастания — (010) и периклиновому — двойниковая ось — b , плоскость срастания — ромбическое сечение. Такое двойникование обусловливает характерное решетчатое строение зерен микроклина и анортоклаза, которое отчетливо наблюдается в шлифах при скрещенных николях на разрезах, перпендикулярных P и M . На разрезах, параллельных P или M , наблюдаются двойниковые полоски только одного направления, отличающиеся от двойниковых полос плагиоклазов волнистыми границами.

Главные кристаллооптические свойства щелочных полевых шпатов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Оптические константы щелочных полевых шпатов
(по У. А. Дириу, Р. А. Хаи, Дж. Зусману)

Оптические свойства	Микроклин Микроклин-ми- кроверптиг Низкий альбит	Ортоклаз Ортоклаз- микроверптиг Низкий альбит	Санидин Анортоклаз Высокий альбит	Санидин Высокий альбит
n_p	1,514—1,529	1,518—1,529	1,518—1,527	1,518—1,527
n_m	1,518—1,533	1,522—1,533	1,522—1,532	1,523—1,532
n_g	1,521—1,539	1,522—1,539	1,522—1,534	1,524—1,534
$n_g - n_p$	0,007—0,010	0,006—0,010	0,006—0,007	0,006—0,007
$-2V$	66—103°	33—103°	18—54°	63—54°
$N_p \wedge (001)$	15—20°	5—19°	5—9°	9°
Дисперсия	$r > v, r < v$	$r > v, r < v$	$r > v, r > v$	$r > v, r > v$

Как видно из данных табл. 2, все щелочные полевые шпаты обладают небольшим светопреломлением, более низким, чем у канадского бальзама, и незначительным двупреломлением. Все они в шлифах отличаются по слабому рельефу, отсутствию шагреневой поверхности, розоватому дисперсионному эффекту и серым цветам интерференции.

Микроклины и анортоклазы, если они сдвойникованы, легко отличаются от всех других минералов по характерному решетчатому строению, выявляющемуся при скрещенных николях. Если они не сдвойникованы, их можно отличить от моноклинных полевых шпатов по ориентировке оптической индикаторы и по величине угла оптических осей.

В моноклинных полевых шпатах плоскость оптических осей расположена или перпендикулярно (010) — в ортоклазе и низком санидине, или параллельно (010) — в высоком санидине. В микроклине плоскость оптических осей наклонена к плоскости (001) под углом 18°, ($Ng \wedge \perp (010)$ равен 18°), а в анортоклазе этот наклон меньше — около 10° ($Ng \wedge \perp (010)$ равен 10°). Угол оптических осей в природных санидинах (низких санидинах) — 18° — возрастает с увеличением в составе их натриевого компонента, достигая — 54° в анортоклазе, содержащем до 78% $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$.

В ортоклаз-микроверптиках $2V$ изменяется от 46° для существенно калиевых составов, содержащих менее 14% натриевого компонента и до 83° для составов, в которых $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ увеличивается до 68%. Для микроклин-микроверптиков $2V$ колеблется от 80 до 85°. Таким образом,

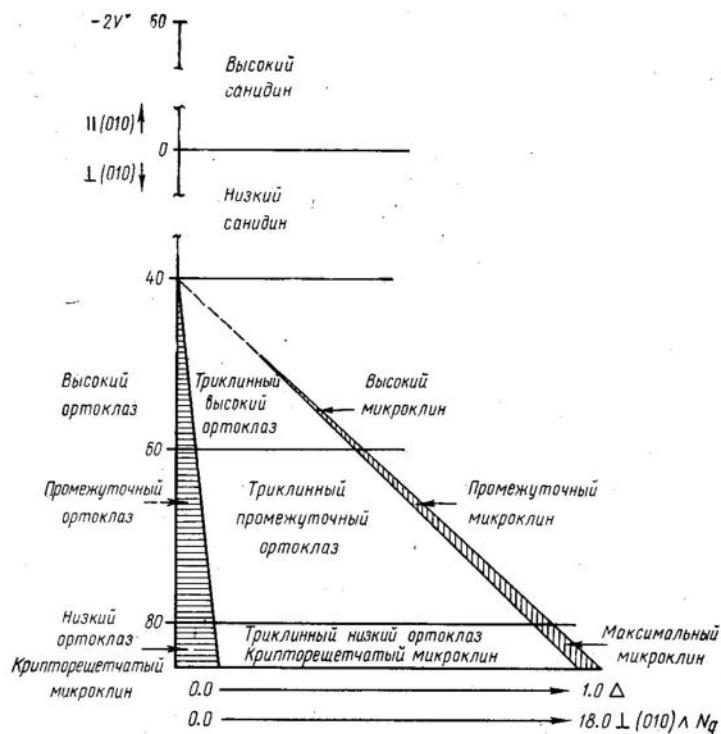


Рис. 47. Диаграмма соотношения разновидностей существенно калиевых полевых шпатов (по А. С. Марфунину, 1960)

$2V$ является оптической константой, наиболее чувствительно реагирующей на степень упорядоченности структуры щелочных полевых шпатов. В существенно-калиевых полевых шпатах степень упорядоченности отражается также на степени их триклинистости. Используя эти свойства, А. С. Марфунин предложил диаграмму для определения разновидностей существенно калиевых полевых шпатов (рис. 47).

На диаграмме по оси ординат нанесены значения $2V$ и соответственно им проведены горизонтальные линии, разделяющие поля минералов с разной степенью упорядоченности их структуры.

По оси абсцисс отложена степень триклинистости Δ . Для максимального (низкого) микроклина Δ принята за 1, для санидина — за 0. В микроклине угол $Ng^{\wedge} \perp (010)$ равен 18° , в санидите — 0° . Значение угла меняется пропорционально степени триклинистости. Соответственно этому в левой части диаграммы, где $\Delta=0$, находятся моноклинные калиевые полевые шпаты, а крайним правым членом является максимальный микроклин с $\Delta=1$. Промежуточные члены с разной степенью триклинистости называются триклинистыми ортоклазами. Это неудачно, так как слово ортоклаз означает прямо колючийся, т. е. указывает на моноклинную сингонию минерала. Было бы лучше назвать поля триклинистых ортоклазов полями микроклинов с разной степенью триклинистости.

Для точной диагностики разных модификаций щелочных полевых шпатов, кроме определения $2V$ и ориентировки индикаторы на федоровском столике, как правило, используются порошковые рентгенограммы.

Широко распространенные закономерные сростки калиевого и натриевого полевых шпатов, как отмечено выше, называются *пертитами*. В пертитах калиевый полевой шпат является главным компонентом (минералом хозяина), заключающим внутри себя сростки натриевого полевого шпата. Значительно реже встречаются сростки, в которых роль минерала хозяина играет плагиоклаз, а включения представлены калиевым полевым шпатом. Такие сростки называются *антипертитами*.

Выделения альбита в пертитах чаще всего приурочены к плоскости так называемой мурчисонитовой спайности ($60\bar{1}$) или ($70\bar{1}$). Эта плоскость параллельна оси b и лежит под углом 73° к (001). Выделения калиевого полевого шпата в антипертитах располагаются по граням (001), (010), (110) и др.

Среди пертитов, как было уже сказано, в соответствии с сингонией минерала хозяина различаются ортоклаз-пертиты и микроклин-пертиты. В зависимости от величины альбитовых вrostков выделяются собственно пертиты (видимые простым глазом), микропертиты (различимые под микроскопом) и криптопертиты (устанавливаемые

лишь рентгеновски, но не микроскопически). По форме вростков выделяются: волокнистые, жилковатые, пятнистые и др. (рис. 48). Кроме пертитов распада, образующихся при охлаждении первоначально гомогенных щелочных полевых шпатов, выделяются пертиты, образующиеся в результате одновременной кристаллизации калиевого и натриевого полевых шпатов, а также путем замещения калиевого полевого шпата альбитом при метасоматических процессах.

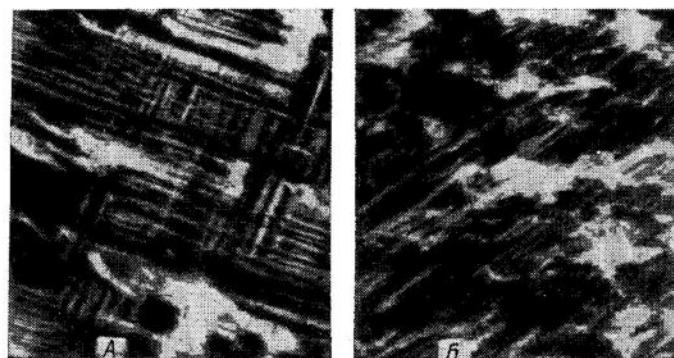


Рис. 48. Микроклин — микропертиты: *A* — жилковатые и волокнистые, *B* — пятнистые

Генезис антипертитов может быть также различным: распад, одновременная кристаллизация и метасоматоз. Интересно, что антипертиты чаще всего наблюдаются в гибридных породах, образовавшихся из магм, загрязненных примесью посторонних пород.

В некоторых глубинных магматических породах и гнейсах содержатся особые сростки, которые называются *мирмекитами* (рис. 49).

Они развиваются на контакте калиевых полевых шпатов с плагиоклазами и представляют собой кристаллы кислого плагиоклаза, проросшие червеобразными зернами кварца. Граница между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом обращена выпуклостью в сторону первого и это обстоятельство показывает, что образование мирмекитов связано с процессом замещения калиевого полевого шпата плагиоклазом. Ввиду того, что кремния в плагиоклазе содержится меньше, чем в калиевом поле-

вом шпатае, при замещении последнего появляется избыток SiO_2 , который и фиксируется в виде червеобразных вростков кварца в плагиоклазе. Такое объяснение образования миремекитов дано Бекке; оно хорошо согласуется с наблюдаемыми фактами. Имеются и другие гипотезы по поводу происхождения этих своеобразных срастаний кварца с плагиоклазом.

В некоторых гранитах, и особенно часто в пегматитах, калиевый полевой шпат содержит закономерно ориентированные вростки кварца, которые определяются



Рис. 49. Миремекиты

в шлифах по одновременному погасанию при вращении столика микроскопа. Такие сростки называются *графическими* или *пегматитовыми*; образование их объясняется эвтектической кристаллизацией калиевого полевого шпата вместе с кварцем. Эвтектика имеет место при соотношении 27,5% кварца и 72,5% калиевого полевого шпата. Если количественное соотношение минералов в графических сростках другое, следует предположить, что образование их происходило иным путем — метасоматическим замещением калиевого полевого шпата кварцем вдоль зон наименьшего сопротивления.

Щелочные полевые шпаты легко изменяются под воздействием постмагматических растворов и при выветривании. Продуктами изменения их являются глинистые минералы, вследствие чего Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предложил называть процесс изменения щелочных полевых шпатов *пелитизацией*.

Глинистые минералы (каолинит, галлуазит и др.) не имеют собственной окраски, но, как правило, они приобретают бурый цвет, так как легко абсорбируют окислы железа. Поэтому измененные щелочные полевые шпаты в образцах имеют красноватые окраски, а в шлифах при одном николе в них обнаруживается присутствие продуктов разложения бурого цвета.

Серицит в щелочных полевых шпатах развивается не значительно, но в тех случаях, когда имеет место грейзенизация, светлая слюда в первую очередь замещает калиевые полевые шпаты.

В качестве вторичных минералов по щелочным полевым шпатам можно встретить также кальцит, эпидот. Некоторые постмагматические процессы приводят к замещению калиевого полевого шпата турмалином. В некоторых выветрелых породах наблюдается замещение щелочных полевых шпатов смесью опала и каолинита, получившей название *пеликанита*.

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ¹

Фельдшпатидами, или фельдшпатоидами, называют минералы, образующиеся в случаях, когда содержание кремнезема в исходном расплаве оказывается недостаточным для формирования полевых шпатов (фельдшпатов). Так, вместо калиевого полевого шпата — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ образуется лейцит — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, в составе которого SiO_2 меньше, чем в калиевом полевом шпата, на одну молекулу, а вместо альбита — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ нефелин — $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSi}_4\text{O}_10]$, содержащий на каждый атом щелочного металла только одну молекулу SiO_2 , тогда как в альбите на один натрий приходится 3 SiO_2 .

К фельдшпатоидам, кроме нефелина и лейциита, относятся довольно редкие минералы группы содалита: содалит, нозеан и гаюин и минерал канкринит, характерный для щелочных пород.

Вместе с фельдшпатоидами описан также анальцим, который относится к группе цеолитов, но по химизму,

¹ Международная комиссия по систематике и номенклатуре изверженных пород рекомендует употреблять сокращенное название фельдшпатоидов — «Фоиды». Так, вместо фельдшпатоидные сиениты, фельдшпатоидсодержащие монцониты и т. п. породы называются фоидные сиениты, фоидсодержащие монцониты и т. п.

структуре и парагенезисам он стоит ближе к фельдшпатоидам.

Из всех фельдшпатоидов наиболее распространен нефелин, который находится в составе большинства щелочных пород как интрузивных, так и эфузивных. Лейцит распространен только в породах, кристаллизовавшихся при небольшом давлении — в эфузивах и в редких гипабиссальных телах.

Нефелин — $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$. Содержание калия в природных нефелинах значительно колеблется: в нефелинах

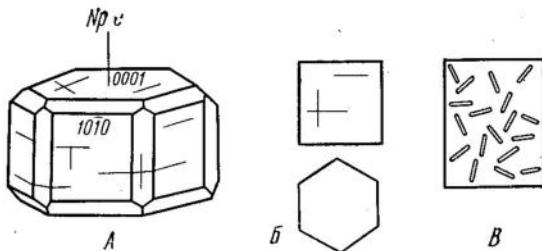


Рис. 50. Нефелин: А — кристалл, Б — разрезы, В — разрез с включениями эгирина

интрузивных пород калий замещает около 25% натрия и состав их близок к приведенной выше формуле; нефелины эфузивных пород представлены либо более калиевыми, либо более натриевыми разностями. Некоторые нефелины содержат небольшую примесь Ca и реже Be, Ga, Mg, Mn, Ti.

Сингония нефелина гексагональная. Нефелин образует неправильные зерна или короткостолбчатые и толстотаблитчатые кристаллы, дающие в разрезах широкие прямоугольники, квадраты или правильные шестиугольники (рис. 50). Встречаются зональные кристаллы, в которых оптические свойства изменяются при переходе от одной зоны к другой, что связано с различием в химическом составе зон. Спайность в нефелине несовершенная по (0001) и (1010). Двойники в шлифах не выявляются. Нефелин в шлифах бесцветный.

Показатели преломления колеблются значительно: для n_o — от 1,529 до 1,546, для n_e — от 1,526 до 1,542; $n_o - n_e$ — от 0,003 до 0,005. Минерал одноосный и отрицательный. Близость показателей преломления нефелина к показателю преломления канадского бальзама обус-

ловливает отсутствие рельефа и шагреневой поверхности, а низкое двупреломление — серые и темно-серые цвета интерференции.

Нефелин нередко замещается содалитом, канкринитом, анальцимом, цеолитами, а также бесцветной слюдой (возможно парагонитом), иногда в смеси с кальцитом.

В шлифах нефелин можно спутать с кварцем, с которым он вместе никогда не встречается. Отличается он от кварца по более низкому двупреломлению, наличию спайности, присутствию продуктов изменения, а также по отрицательному оптическому знаку. Показатель преломления нефелина не может служить достаточным критерием для отличия его от кварца, так как он изменчив и по величине иногда больше, чем у канадского бальзама. В таких случаях световая полоска при подъеме тубуса микроскопа пойдет с канадского бальзама на нефелин, так же как в случае с кварцем, и это может ввести в заблуждение.

Некоторые нефелины содержат включения тончайших иголочек эгирина, имеющих резкий рельеф и высокие цвета интерференции.

Лейцит — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$. В некоторых лейциатах калий изоморфно замещается натрием, но в ограниченных пределах — до 13%. Кроме того, в составе лейцитов в виде незначительной примеси могут присутствовать Ca, Li, Rb, Cs.

Лейцит — типичный магматический высокотемпературный минерал, образующийся при незначительном давлении. Он встречается в эфузивных и изредка в гипабиссальных породах.

Лейцит диморфен. При температуре выше 625°С он кубический, ниже этой температуры лейцит преобразуется в тетрагональную модификацию. Облик кристаллов чрезвычайно характерен: это тетрагонитриоктаэдры (лейцитоэдры), дающие в разрезах восьмиугольники, которые при небольшом оплавлении приобретают круглую форму. Нередко лейцит содержит включения эгирина, магнетита, стекла, которые располагаются по зонам. Спайность отсутствует. Лейцит в шлифах бесцветный. Благодаря очень низкому показателю преломления 1,508—1,511 он имеет отчетливый рельеф и шагреневую поверхность. Двупреломление — 0,001, поэтому при скрещенных николях лейцит почти черный. Для лейциата очень характерно наличие нескольких систем полисинтетических двойников, рас-

полагающихся под различными углами друг к другу (рис. 51).

В некоторых породах лейцит полностью замещен сростками калиевого полевого шпата и нефелина. Такие сростки называются псевдолейцитами; образование их объясняется либо распадом богатого натрием лейцита,

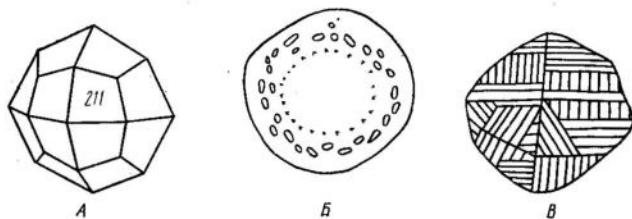


Рис. 51. Лейцит: А — кристалл; Б — разрез с включениями; В — разрез с двойниками

либо реакцией ранее образованного лейцита с магматическим расплавом. Иногда по лейциту образуются ортоклаз-цеолитовые псевдоморфозы, которые называются *эпилейцитами*. Лейцит замещается также анальцимом, серицитом и каолинитом.

По оптическим свойствам лейцит похож на анальцим и содалит, от которых отличается по форме разрезов и по наличию полисинтетических двойников.

Содалит — $\text{Na}_8[\text{AlSi}_4\text{O}_8]_6\text{Cl}_2$ — кристаллизуется в кубической сингонии, встречается в виде неправильных зерен изометричной формы. Имеет ясную спайность по (110). Показатель преломления 1,483—1,487, поэтому обладает резким рельефом и шагреневой поверхностью. В шлифах содалит обычно бесцветный, почти без включений и оптических аномалий. Похож на лейцит, от которого отличается наличием спайности и изотропностью. Сходный с содалитом анальцим, так же как лейцит, часто анизотропен и имеет менее ясную спайность по (001).

Содалит, как отмечено выше, встречается как продукт замещения нефелина, но он является также первичным магматическим минералом как интрузивных, так и эфузивных щелочных пород. При разложении превращается в цеолиты.

Нозеан — $\text{Na}_8[\text{AlSi}_4\text{O}_8]_6[\text{SO}_4]$ — кубической сингонии с показателем преломления 1,495. Встречается редко и

только в эфузивных щелочных породах. Нозеан в шлифах бесцветный или голубоватый. Для него характерны разъединенные кристаллы с глубокими заливами, окаймленные бурьими оболочками, которые возникают, по-видимому, при его растворении.

Гаюин — $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}[\text{AlSi}_4\text{O}_8]_6[\text{SO}_4]_{4-1-2}$ — кубической сингонии с показателем преломления 1,495—1,505. Встречается только в эфузивных щелочных породах. Отличается от содалита и нозеана голубой окраской в шлифе и несколько большим показателем преломления.

Канкринит — $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSi}_4\text{O}_8]_6[\text{CO}_3, \text{SO}_4]_3\text{H}_2\text{O}$. Существует непрерывный ряд между карбонат-канкринитом, содержащим в качестве дополнительного аниона группу CO_3 , и сульфат-канкринитом (вишневитом), содержащим дополнительный анион SO_4 . Сингония гексагональная. Кристаллы коротко-столбчатые, но обычно канкринит встречается в неправильных зернах и чешуйчатых агрегатах, развивающихся по нефелину. Спайность совершенная по (1010). Показатели преломления колеблются: $n_o = 1,528—1,490$ и $n_e = 1,503—1,488$; $n_o - n_e = 0,025—0,002$. Более высокие показатели преломления и двупреломление относятся к карбонатным разностям. Канкринит оптически одноосный и отрицательный. Удлинение разрезов отрицательное, погасание прямое. В шлифах он обычно бесцветный, но вследствие дисперсионного эффекта кажется окрашенным в розоватый цвет. Похож на мусковит, от которого отличается одноосностью, меньшим светопреломлением, отрицательным знаком удлинения.

Анальцим — $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — кубической сингонии. Образует тетрагон-триоктаэдры в комбинации с кубом и часто неправильные зерна, цементирующие другие минералы породы. Спайность по (001). Показатель преломления — 1,479—1,493. В крупных зернах нередко оптически аномален, имеет двупреломление, равное 0,001, обнаруживает сложное двойникование. В шлифе бесцветен и, как правило, не содержит включений.

Анальцим — вторичный минерал, развивающийся по нефелину, содалиту и лейциту, а также выполняющий миндалины эфузивных пород. Как первичный минерал он описан из тёщенитов — пород диабазового семейства, образовавшихся, по-видимому, в особых условиях большого давления из магм, богатых водой и натрием,

ГРУППА ЦЕОЛИТОВ

Цеолиты — водные алюмосиликаты, главным образом Ca и Na, отчасти Ba и K и очень редко Sr, Mg, и Mp. В группе цеолитов выделяется много минеральных видов, отличающихся друг от друга по соотношениям катионов и содержанию воды. Общая химическая формула цеолитов: $(Na, K, Ca, Ba)_x [Al, Si]O_4]_{1-x}H_2O$

Кристаллические решетки цеолитов состоят из каркасов алюмо-кремнекислородных тетраэдров, отличающихся от других каркасных построек тем, что полости в них представлены более широкими каналами, занятymi молекулами воды (цеолитная вода). При осторожном нагревании вода может быть удалена без разрушения кристаллической структуры в целом, а затем, если внести минерал в атмосферу водяных паров, вода может вновь занять свое место. При этом однородность кристаллов сохраняется, изменяются лишь оптические свойства.

Другая характерная особенность цеолитов — легкость, с какой происходит обмен между катионами, уравновешивающими отрицательный заряд каркаса кристаллической решетки, и катионами в окружающем водном растворе.

Минералы группы цеолитов по сравнению с безводными алюмосиликатами характеризуются меньшей твердостью, меньшей плотностью, меньшими показателями преломления и более легкой разлагаемостью кислотами.

Образуются цеолиты как вторичные минералы по полевым шпатам и фельдшпатидам, нередко слагают миндалины эфузивных пород, встречаются в гидротермальных месторождениях, а также возникают при экзогенных процессах в почвах и молодых осадочных породах. Доказано, что цеолиты образуются в современных глубоководных осадках Тихого океана, вероятно, за счет разложения вулканического материала, причем они составляют до 20—30 % объема всего осадка.

Изученность разных минералов группы цеолитов различная и выделение подгрупп сделано довольно условно. А. Г. Бетехтин выделяет три подгруппы: 1) шабазита (шабазит, гмелинит, левинит, ломонит); 2) натролита — томсонита (натролит, сколецит, томсонит и др.); 3) гейландита и филлипсита (гейландит, филлипсит, гармотом, десмин и др.). Мы не будем рассматривать оптические

свойства каждого минерального вида цеолитов, а отметим лишь наиболее характерные свойства всей группы.

Все цеолиты в шлифах — бесцветные. Как правило, они встречаются в форме агрегатов: волокнистых, игольчатых, нередко радиально-лучистых, чешуйчатых и т. п., иногда образуют таблитчатые кристаллы. Кристаллизуются в разных сингониях, преимущественно в моноклинной и ромбической (подгруппы натролита — томсонита и

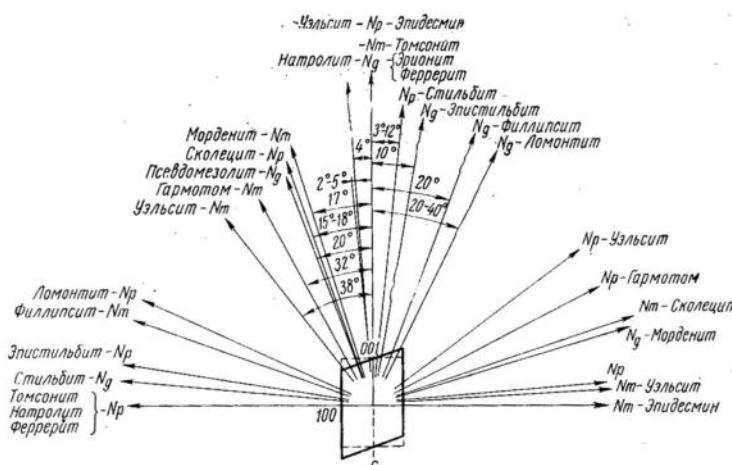


Рис. 52. Оптическая ориентировка волокнистых цеолитов (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953)

гейландита и филлипсита), а также тригональной (шабазит и др.), и редкие цеолиты в гексагональной (эрионит), в тетрагональной (ашкрофтин) и кубической (фоязит). Спайность во всех случаях совершенная. Двойники часты. Светопреломление низкое: у большинства цеолитов от 1,470 до 1,520 и лишь у томсонита, жисмондина и ашкрофтина больший показатель преломления достигает 1,544—1,546. Кроме того, бариевый цеолит — эдингтонит имеет $n_p = 1,541$ и $n_g = 1,557$. Двупреломление у всех цеолитов низкое — от нуля до 0,012, большей частью колеблется от 0,003 до 0,007, только у томсонита достигает 0,015.

Минеральные виды в группе цеолитов различаются по показателям преломления, двупреломлению, по оптическому характеру (есть положительные и отрицатель-

ные), углу оптических осей, углу погасания и знаку удлинения. На рис. 52 показана ориентировка оптической индикатрисы в волокнистых цеолитах.

Из других минералов наибольшее сходство с цеолитами обнаруживает халцедон, который, так же как цеолиты, может заполнять миндалины в эфузивных породах и иметь радиально-лучистое строение. Отличается он от цеолитов по показателю преломления, который у халцедона не бывает ниже 1,53. Кроме того, для халцедона весьма характерно совместное нахождение с опалом и кварцем.

МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЕМА

Минералы кремнезема имеют один и тот же простой состав — SiO_2 . К этой группе относятся кварц, тридимит и кристобалит, каждый из которых имеет по две полиморфные модификации (высокотемпературную и низкотемпературную). Кроме того, существуют микрокристаллические волокнистые разности кварца — халцедон и кварцин. Минерал опал представляет собой гидратизированный кремнезем — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Особенно плотные разновидности кремнезема получили название коэсита и стишовита.

Кристаллические решетки кварца, тридимита и кристобалита представляют собой каркасы, состоящие из кремнекислородных тетраэдров. Каждая вершина тетраэдра одновременно служит вершиной для другого смежного тетраэдра. Способ сцепления во всех модификациях один и тот же, но ориентировка и общая симметрия в расположении тетраэдров различна. В целом упаковка ионов кислорода неплотная: в каркасах имеются пустоты между тетраэдрами. В низкотемпературных модификациях они наименьшие, в высокотемпературных, более «рыхло» построенных модификациях, пустоты крупнее. В прямой зависимости от этого находятся плотность и показатели преломления этих минералов.

В структуре коэсита основу составляют четырехчленные кольца тетраэдров, а в стишовите — октаэдры SiO_6 , сцепленные в колонки.

Кварц — SiO_2 — второй после полевых шпатов по распространенности минерал. Он составляет более 12% общего объема магматических пород. Высокотемпературная модификация кварца (β -кварц) устойчива от 573 до 870° С. Ниже 573° С β -кварц переходит в низкотемпе-

турную модификацию — α -кварц, а при температуре более 870° С — в β -тридимит.

Высокотемпературный β -кварц кристаллизуется в гексагональной сингонии, низкотемпературный α -кварц — в тригональной. Кристаллы β -кварца, встречающиеся в

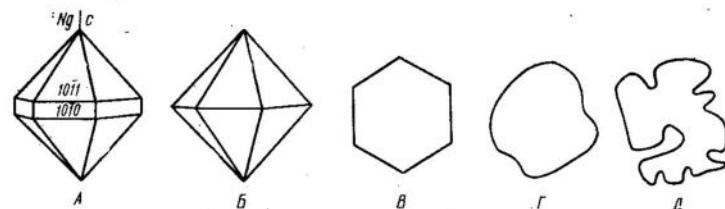


Рис. 53. β -кварц: А, Б — кристаллы; В, Г, Д — разрезы в шлифах

порфировых выделениях эфузивных пород (точнее, параметрфозы α -кварца по β -кварцу), имеют облик гексагональной дипирамиды, иногда в комбинации с сильно укороченными гранями призмы (рис. 53). Разрезы этих кристаллов в шлифах всегда изометричны и имеют или правильную форму шестиугольников и ромбов, или обнаруживают извилистые очертания. В последнем случае это скелетные формы роста или остатки разъеденных зерен.

В интрузивных породах кварц наблюдается в виде неправильных зерен. Низкотемпературный α -кварц в хорошо образованных кристаллах встречается в пустотах пород. Эти кристаллы отличаются удлиненным призматическим обликом и хорошо развитыми гранями призмы (1010), часто с попечерной штриховкой (рис. 54).

Спайность в кварце отсутствует. Двойники в шлифах неразличимы. Показатели преломления: $n_o = 1,544$, $n_e = 1,553$; $n_e - n_o = 0,009$. Кварц оптически одноосный и положительный. Иногда под воздействием давления кварц приобретает аномальную двусосность, причем угол оптических осей может достигать 12°. Для кварца характерно отсутствие продуктов изменения, но в нем могут находиться мельчайшие включения разных минералов, а так-

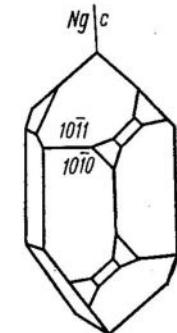


Рис. 54. Кристалл α -кварца

же жидкые и газовые включения, обусловливающие его помутнение.

В кварце, входящем в состав пород, подвергавшихся давлению, наблюдается волнистое погасание — весьма характерная его особенность.

По оптическим свойствам кварц похож на нефелин, от которого отличается отсутствием спайности и продуктов изменения, а также положительным оптическим характером. От сходного санидина его отличает также отсутствие спайности и двойников и более высокий показатель преломления. От свежего кордиерита он отличается одноосностью.

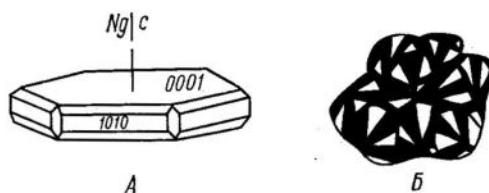


Рис. 55. Тридимит: А — кристалл; Б — агрегат сдвойниковых кристаллов под микроскопом

Тридимит — SiO_2 — представлен двумя модификациями: гексагональной высокотемпературной (β -тридимит), устойчивой при температурах от 870 до 1470° С, и ромбической низкотемпературной — α -тридимит, которая может существовать при обычных температурах до 117° С, но является неустойчивой. Кристаллы α -тридимита имеют вид псевдогексагональных пластинок. Обычно тридимит встречается в виде черепиччатых или розетковидных агрегатов в пустотах эфузивных пород. Спайность несовершенная. Характерны клиновидные двойники и тройники (рис. 55). Минерал бесцветный. Показатели преломления колеблются незначительно: $n_g = 1,474 — 1,483$, $n_m = 1,472 — 1,480$, $n_p = 1,471 — 1,479$; $n_g — n_p = -0,002 — 0,004$. Угол оптических осей положительный — от 35 до 90°.

Кристобалит — SiO_2 — также встречается в двух полиморфных модификациях: высокотемпературной кубической и низкотемпературной тетрагональной (псевдокубической). Высокотемпературный β -кристобалит устойчив при температуре от 1470 до 1713° С — точка

плавления. Низкотемпературный α -кристобалит может существовать при обычной температуре до 200—275° С, но является неустойчивым. Встречается он изредка в виде октаэдров, но в большинстве случаев в виде таблитчатых агрегатов, в которых при большом увеличении можно увидеть, так же как в тридимите, черепиччатое строение. Спайности нет. Наблюдаются полисинтетические двойники. Показатели преломления: $n_e = 1,484$, $n_o = 1,487$; $n_o — n_e = 0,003$. Оптически отрицательный с углом оптических осей 27°. Бесцветный. Встречается в тех же условиях, что и тридимит, — в пустотах эфузивных пород и иногда вместе с тридимитом, с которым имеет большое сходство. Отличить кристобалит от тридимита можно по более высокому светопреломлению и отрицательному знаку угла оптических осей.

Халцедон — SiO_2 — микрокристаллическая модификация кварца с большим количеством субмикроскопических пор, волокнистого строения. Цвет минерала зависит от примесей; в шлифах он бесцветный. $n_o = 1,534$, $n_e = 1,539$; $n_e — n_o = 0,005$. Характерно отрицательное удлинение волокон. При положительном удлинении минерал называется *кварцином*.

Халцедон выполняет миндалины эфузивных пород и широко распространен в осадочных породах. Нередко он образуется за счет раскристаллизации опала. В шлифах имеет сходство с гипсом и цеолитами, от которых отличается большим светопреломлением.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — аморфный, изотропный минерал с низким показателем преломления, колеблющемся от 1,406 до 1,460. Большие значения показателя преломления относятся к разностям с меньшим содержанием воды. Цвет опала может быть белым, желтым, красным, голубым, черным; в шлифах он обычно бесцветный или буроватый, если содержит примесь гидроокислов железа. Встречается в виде бесформенных масс, заполняет пустоты, трещинки, служит цементом в осадочных породах, а также образует остатки ископаемых организмов (радиолярий, губок, диатомей). Нередко опал раскристаллизовывается и переходит в халцедон и кварц. Происхождение опала исключительно водное, гипергенное или низкотемпературное гипогенное. Он распространен преимущественно в молодых образованиях, реже в мезозойских и отсутствует в палеозойских породах. В эфузивных породах может находиться в миндалинах, в интру-

зивных — как продукт выветривания магматических минералов.

Коэсит — SiO_2 — плотная разновидность кремнезема, обнаруженная в породах, подвергшихся удару крупных метеоритов. Коэсит моноклинный, псевдогексагональный. Кристаллы имеют гипсоподобный облик, бесцветны и прозрачны. Синтетический коэсит, полученный при температуре 500—800° С и давлении 35 000 атм, имеет $n_g = 1,604$, $n_p = 1,599$; $n_g - n_p = 0,005$; $2V = +54^\circ$; плотность 3,01 (плотность кварца 2,65).

Стишовит — SiO_2 — тетрагональной сингонии, еще более плотная разновидность кремнезема, чем коэсит, синтезирован при температуре 1200—1400° С и давлении более 160 000 атм. Обнаружен вместе с коэситом и кварцевым стеклом в песчаниках в метеоритном кратере Метеор в Аризоне (США). Синтетический стишовит представлен игольчатыми кристаллами, бесцветными и прозрачными. Одноосный, оптически положительный, с положительным удлинением. $n_e = 1,826$, $n_o = 1,799$; $n_e - n_o = 0,027$; плотность = 4,35.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Вулканические стекла — застывшие магматические расплавы, не успевшие раскристаллизоваться из-за быстрого охлаждения. Они обычно входят в состав основной массы эфузивных пород, а в ряде случаев слагают ее полностью.

Таблица 3

Показатели преломления и плотности вулканических стекол
(по В. Е. Трегеру)

Вулканическое стекло	Показатель преломления	Плотность
Риолитовое	1,492 (1,48—1,51)	2,37 (2,33—2,41)
Пехштейн	1,500 (1,492—1,506)	2,34 (2,32—2,37)
Дацитовое	1,511 (1,504—1,529)	2,50 (2,45—2,55)
Трахитовое	1,512 (1,488—1,527)	2,45 (2,43—2,47)
Анделитовое	1,512 (1,489—1,529)	2,47 (2,40—2,57)
Лейцито-тефритовое	1,550 (1,525—1,580)	2,55 (2,52—2,58)
Базальтовое	1,575 (1,506—1,612)	2,77 (2,70—2,85)

Вулканические стекла бесформенны, аморфны, изотропны. Цвет их черный, серый, бурый; в шлифах они бесцветные, зеленоватые, буроватые. Интенсивность окраски зависит от содержания и степени окисления железа. О химическом составе вулканических стекол можно судить по их плотности и показателям преломления, которые закономерно возрастают с уменьшением содержания кремнезема (табл. 3). При изменении вулканические стекла среднего и основного состава чаще всего замещаются хлоритом, кислые стекла превращаются в смесь субмикроскопических зернышек кварца и полевых шпатов, которые в свою очередь замещаются пелитовыми частицами и серицитом.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Апатит. Среди апатитов различаются фторапатиты — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$, хлорапатиты — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ и гидроксилапатиты — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3[\text{OH}]$, а также разности, содержащие смеси добавочных анионов F, Cl, [OH].

Апатит кристаллизуется в гексагональной сингонии. Кристаллы высокотемпературного апатита, встречающиеся в кислых и средних магматических породах, часто имеют призматический облик. Зерна апатита в основных породах обычно неправильные. Низкотемпературный апатит имеет таблитчатый облик. Апатит широко распространен также в виде зернистых, плотных, землистых масс и конкреций в осадочных породах. Такие апатиты обычно содержат примесь пелитовых и песчаных частиц и называются фосфоритами. Нередко апатит встречается в kontaktовых породах, образуя в них довольно крупные, но неправильные зерна.

Разрезы кристаллов апатита в шлифах очень характерны: продольные имеют форму вытянутых прямоугольников, поперечные — шестиугольников (рис. 56). Спайность в апатите в шлифах обнаруживается крайне редко. Она наблюдается лишь в крупных зернах по грани (0001). Двойников апатит не имеет. В шлифах, как правило, он бесцветный. Иногда встречаются апатиты, содержащие включения тончайших зерен радиоактивного вещества. В таком случае они имеют розоватый или буроватый цвет, плеохроируют и окаймляются темными ореолами.

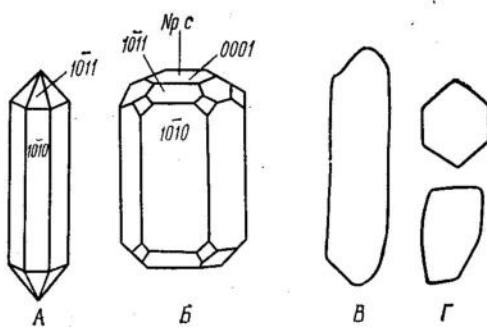


Рис. 56. Апатит: *A, B* — кристаллы; *C, D* — разрезы

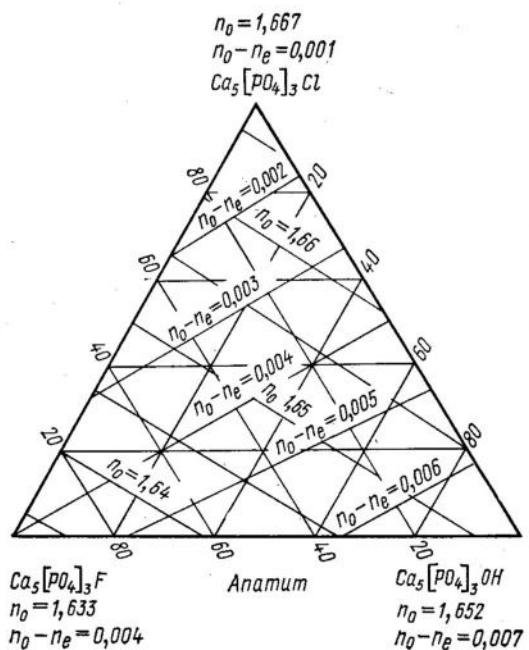


Рис. 57. Зависимость оптических свойств от химического состава в ряду апатитов (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953)

Показатели преломления увеличиваются при переходе от фторапатита к гидроксилапатиту и хлорапатиту (рис. 57). Для чистого фторапатита $n_o=1,633$, $n_o-n_e=0,004$, для гидроксилапатита $n_o=1,652$, $n_o-n_e=0,007$, для хлорапатита $n_o=1,667$, $n_o-n_e=0,001$. В соответствии с этими оптическими константами апатит в шлифах имеет отчетливый рельеф и шагреневую поверхность и низкие, темно-серые цвета интерференции. Он одноосный, оптически отрицательный, с отрицательным удлинением

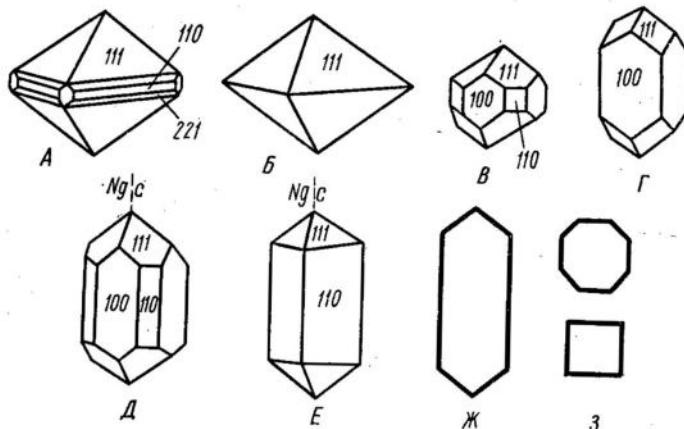


Рис. 58. Различные формы кристаллов циркона: *A* — из миаскита; *B* — из пегматита в миаските; *C* — из контакта миаскита с сиенитом; *D, E* — наиболее обычные в гранитах; *F* — продольный разрез; *G* — поперечные разрезы

и прямым погасанием. Есть указание, что в деформированных породах он может обнаруживать слабую аномальную двусосность.

Апатит очень стойкий минерал, продукты разрушения его неизвестны. В шлифах он сходен с топазом и андалузитом. Топаз от него отличается наличием спайности, большим двупреломлением, двусосностью, в измененных породах он замещается каолинитом или серицитом. Андалузит отличается также наличием спайности, двусосностью и, кроме того, ромбическими формами разрезов в поперечных сечениях, а не шестиугольными, характерными для апатита.

Циркон — $Zr[SiO_4]$ — нередко содержит примесь Hf, Th, U, TR и других элементов. Кристаллизуется в тетра-

гональной сингонии. Как правило, образует короткостолбчатые, реже длиннопризматические, очень редко пирамидальные кристаллы (рис. 58). В шлифах продольные разрезы имеют форму прямоугольников, поперечные — квадратов и восьмиугольников. Спайность по призме (110) видна только в крупных кристаллах, в мелких незаметна. Двойники по (111) крайне редки. В шлифах циркон обычно бесцветный, реже буроватый. Показатели преломления и величина двупреломления колеблются: n_o — от 1,924 до 1,960, n_e — от 1,968 до 2,015, $n_e - n_o$ — от 0,044 до 0,055. Циркон — одноосный (иногда аномально двуосный с $2V$ до 10°), оптически положительный с прямым погасанием и положительным удлинением.

В цирконах, содержащих значительную примесь Th и U (малаконы), наблюдается саморазложение, в связи с чем двупреломление их падает до нуля, причем нередко появляется зональность. Показатели преломления малаконов также ниже, чем обычных цирконов. Вследствие разложения радиоактивных примесей, цирконы окружены резко плеохроирующими ореолами: темными в том случае, когда они находятся внутри биотита, хлорита или роговой обманки, и лимонно-желтыми, если цирконы включены в кристаллы кордиерита.

Цирконы — распространенные аксессорные минералы магматических пород, а при разрушении последних попадают в осадок и поэтому встречаются в осадочных и метаморфических породах.

По оптическим свойствам циркон очень похож на монацит и ксенотит. Ксенотит отличается от него меньшими показателями преломления, большим двупреломлением и хорошей спайностью; монацит — косым погасанием, меньшим преломлением, двуосностью. В очень мелких зернах монацит и ксенотит от циркона в шлифах практически отличить невозможно.

Титанит (сфен) — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$ нередко содержит примеси Fe, Al, TR и др., и в ряде случаев OH и F, которые замещают O. Титанитом называют темно-бурые и черные разности, сфеном — бесцветные, желтые, зеленые.

Титанит кристаллизуется в моноклинной сингонии. Образует клиновидные и бочонковидные кристаллы, которые в разрезах имеют характерную ромбовидную форму (рис. 59). Очень часто титанит встречается также в виде неправильных зерен. Спайность по (110) несовер-

шенная. Наблюдаются двойники по (100) простые и иногда полисинтетические по (221).

В шлифах титанит бесцветный или буроватый, плеохроирующий; окраска по Ng — бурая, по Nm — буровато-желтая, по Np — бледно-желтая. Показатели преломления: $n_g = 1,975—2,054$, $n_m = 1,895—1,921$, $n_p = 1,888—1,913$; $n_g - n_p = 0,091—0,140$; $2V$ положительный от 22 до 37° ¹ с сильной дисперсией — $r > v$. Кроме того, имеет-

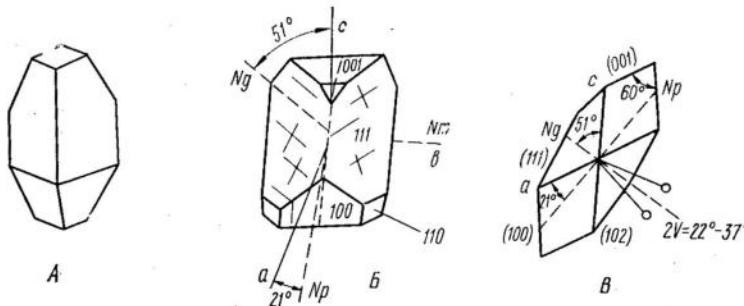


Рис. 59. Титанит: А — кристалл; Б — ориентировка оптической индикаторы; В — разрез, параллельный (010)

ся слабая наклонная дисперсия, в связи с чем наблюдается неполное погасание некоторых разрезов.

Титаниты, содержащие значительную примесь иттрия (иттротитаниты), бывают окружены плеохроичными ореолами. Титанит довольно стойкий минерал. Изменяясь, он переходит в анатаз, реже в рутил. Описано замещение титанита кальцитом в смеси с рутилом и непрозрачными окислами железа и превращение его в лейкоксен — землистый агрегат мельчайших зерен рутила и титанита.

Титанит широко распространен в магматических породах среднего и кислого состава и особенно в щелочных горных породах. Он находится также в метаморфических породах: скарнах, гнейсах, кристаллических сланцах. В некоторых кристаллических сланцах титанит окаймляет зерна титаномагнетита и в таком случае называется титаноморфитом.

¹ У. А. Дир, Р. А. Хауси, Дж. Зусман приводят несколько иные константы: $n_g = 1,943—2,110$, $n_m = 1,870—2,034$, $n_p = 1,843—1,950$; $n_g - n_p = 0,100—0,192$, $+2V = 17—40^\circ$.

В шлифах титанит имеет сходство с карбонатами, от которых отличается отсутствием псевдоабсорбции и двуосностью; от похожих на него кассiterита и ксенотима отличием служит также двуосность. В шлифах титанит, если он не находится в положении погасания, кажется одинаковым как при одном, так и при двух николях.

Ортит (алланит) —

$(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{OH}$ — обнаруживает большие колебания в составе. Ортиты содержат наиболее богатую ассоциацию цериевых земель

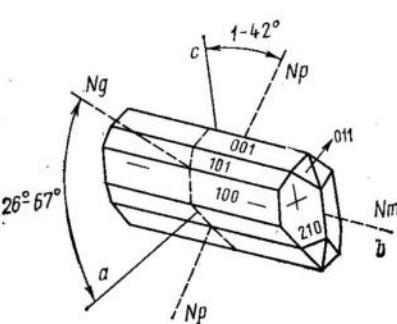


Рис. 60. Кристалл ортита с ориентировкой оптической индикатрисы

из всех редкоземельных минералов. В их составе, кроме Ce, обычно присутствуют La, Y и многие другие TR, а также Th, U, V, Mn, Ti и другие элементы. Ортит кристаллизуется в моноклинной сингонии и образует толстотаблитчатые и шестоватые кристаллы (рис. 60). Спайность несовершенная по (001), еще слабее по (100) и (110). Двойники по (100) и реже по (001).

В шлифах ортит обычно бурый. В связи с тем, что в состав ортита входят радиоактивные элементы, он подвержен метамиктному распаду и при этом он становится более темным и в конце концов превращается в черное изотропное вещество. Свежий ортит в шлифах плеохроирует от зеленого по Ng к светло-зеленому по Nm и бесцветному по Nr . Измененный ортит окрашен по Ng в темно-бурый цвет, по Nm — красно-бурый, по Nr — желто-бурый. Схема абсорбции в обоих случаях одна: $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Nr}$. Показатели преломления измененных ортитов меньше, чем в свежих. Они колеблются в следующих пределах: n_g — от 1,706 до 1,828, n_m — от 1,700 до 1,815, n_p — от 1,690 до 1,791; $n_g - n_p$ — от 0,013 до 0,036. В орбитах, полностью распавшихся, изотропных, показатель преломления обычно колеблется в пределах 1,60—1,72 и в некоторых случаях снижается до 1,54.

Угол погасания ортитов $c^{\wedge}Nr$ от 1 до 42° . В удлиненных разрезах, параллельных оси b , погасание прямое. Угол оптических осей в большинстве ортитов отрицательный — от 40 до 90° , но описаны также положительные ортиты. Дисперсия сильная — $r > v$. Ортиты, включенные в биотит, обычно окружены плеохроичными ореолами. Как правило, вокруг зерен ортита развиваются трещинки, проникающие в соседние минералы. Некоторые ортиты зональны и имеют неоднородную окраску. Нередко вокруг кристаллов ортита наблюдается кайма из зерен эпидота.

Ортит — довольно распространенный акцессорный минерал гранитов, гранодиоритов и пегматитов; встречается также в кристаллических сланцах и гнейсах. В шлифах ортит похож на бурую роговую обманку, от которой отличается более высоким светопреломлением, прямым погасанием в удлиненных разрезах и отсутствием амфиболовой спайности.

Изотропные измененные ортиты от сходного с ними меланита отличаются формой кристаллов (меланит-гранат имеет изометричные, почти круглые разрезы), а также меньшим светопреломлением.

Монацит — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})[\text{PO}_4]$ — нередко содержит также примесь других TR, а также U, Al, Fe^{3+} и др.

Сингония монацита моноклинная, кристаллы обычно таблитчатые с хорошо развитой гранью первого пинакоида (100). Разрезы кристаллов имеют изометричные или прямоугольные формы. Характерна совершенная спайность по (100) и (001). Двойники — по (100), изредка полисинтетические по (001).

В шлифах монацит бесцветный или желтоватый, плеохроизм очень слабый. Показатели преломления колеблются: n_g — от 1,828 до 1,851, n_m — от 1,777 до 1,801, n_p — от 1,774 до 1,800; $n_g - n_p$ — от 0,045 до 0,075. Угол погасания $c\text{ Ng}$ — от 2 до 7° , удлинение положительное. Угол оптических осей положительный — от 6 до 19° ; дисперсия очень слабая — $r < v$.

Монацит встречается в пегматитах, аplitах, гранитах и в гнейсах, а при разрушении их переходит в песчаные россыпи. Очень похож на циркон, от которого отличается косым погасанием и двуосностью.

Турмалин —

$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]\text{OH}, \text{F}_4$ — имеет сложный химический состав. Кроме указанных в формуле элементов в его составе находятся примеси K,

Ca, Cr, Ti, V и др. Магнезиальные разности турмалинов носят общее название *дравита*, железистые — *шерлита* (шерла), литиевые — *эльбита*.

Сингония турмалина тригональная. Кристаллы призматические, с разными гранями на концах призм. Продольные разрезы имеют форму пямоугольников, поперечные — сферических треугольников (рис. 61). Спайность отсутствует, но наблюдается отдельность, перпен-

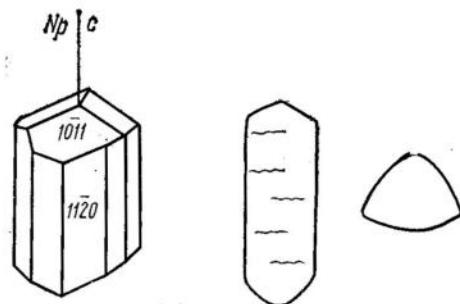


Рис. 61. Кристалл и разрезы турмалина

дикулярная к удлинению кристаллов. Двойники крайне редки по (1011). Цвет весьма разнообразный. В шлифах эльбант почти бесцветный; дравит — бледно-жёлтый, светло-бурый, шерл — зеленый, синий, бурый; окраска нередко изменяется по зонам. Турмалин резко плеохроирует со схемой абсорбции $No > Ne$. Показатели преломления и двупреломление зависят от состава (табл. 4).

Оптические константы турмалинов
(по У. А. Диру, Р. А. Хаун, Дж. Зусману)

Оптические константы	Дравит	Шерл	Эльбант
n_o	1,635—1,661	1,655—1,675	1,640—1,655
n_e	1,610—1,632	1,625—1,650	1,615—1,620
$n_o - n_e$	0,021—0,026	0,025—0,034	0,017—0,024

Турмалин — одноосный, оптически отрицательный, с прямым погасанием, типичный минерал пегматитов, пневматолитовых жил и некоторых гранитов. Он широко

распространен также в грейзенах, контактовых роговиках, кристаллических сланцах, гнейсах, т. е. в породах метаморфических и метаморфических пород турмалин, будучи устойчивым минералом, переходит в осадок и попадает, таким образом, в осадочные породы.

В шлифах турмалин похож на биотит, роговую обманку и эгирин. От биотита он отличается отсутствием спайности и характером плеохроизма. Биотит имеет наиболее густую окраску в том случае, когда длинная сторона разрезов параллельна направлению колебания света в поляризаторе, а турмалин тогда, когда в этом положении находится короткая сторона разрезов. Роговая обманка отличается от турмалина наличием спайности и косым погасанием, эгирин — спайностью, а также большим преломлением и двупреломлением.

Флюорит — CaF_2 — кристаллизуется в кубической сингонии. Кристаллы чаще всего имеют форму куба, реже октаэдра, но обычно минерал образует неправильные зерна. Спайность совершенная по октаэдру (111), в связи с чем в некоторых разрезах можно видеть две и три системы пересекающихся трещин. В шлифах флюорит бесцветный или обнаруживает фиолетовую окраску, распределенную в виде пятен, неравномерно. Нередко эта окраска в флюорите появляется вокруг включений радиоактивных минералов совершенно также, как появляются плеохроичные ореолы в биотитах и роговых обманках. Но в отличие от плеохроичных ореолов в оптически анизотропных минералах, ореолы в флюорите не плеохроируют. Флюорит, как правило, изотропный и лишь в редких случаях наблюдается аномальное двупреломление с появлением серых цветов интерференции. Показатель преломления флюорита очень низкий — 1,434, поэтому он похож на опал. В отличие от опала флюорит имеет совершенную спайность.

Флюорит встречается в кислых и щелочных магматических породах как пневматолитовый минерал и является типоморфным для грейзенов. Главная масса флюорита гидротермального происхождения, встречается в жилах. Флюорит находится также в качестве примеси в осадочных породах — гипсах, ангидритах, известняках и доломитах. Землистая разновидность флюорита — *ратовкит* — образует цемент некоторых песчаников.

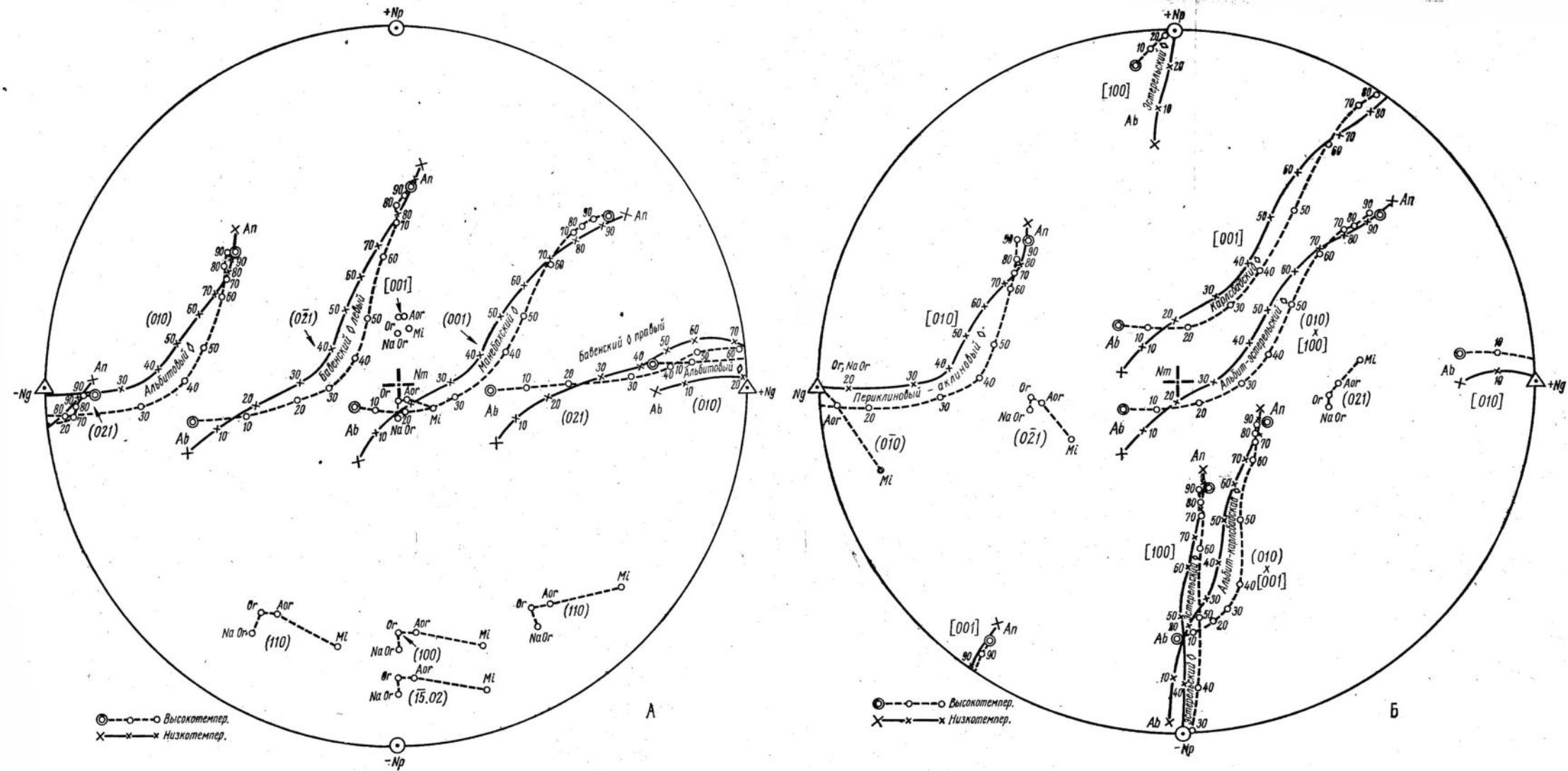


Рис. 42. Диаграмма Каадена (1951), показывающая положение двойниковых осей относительно осей индикаторы высокотемпературных и низкотемпературных полевых шпатов: А — для двойников нормального типа, Б — для двойников параллельного типа

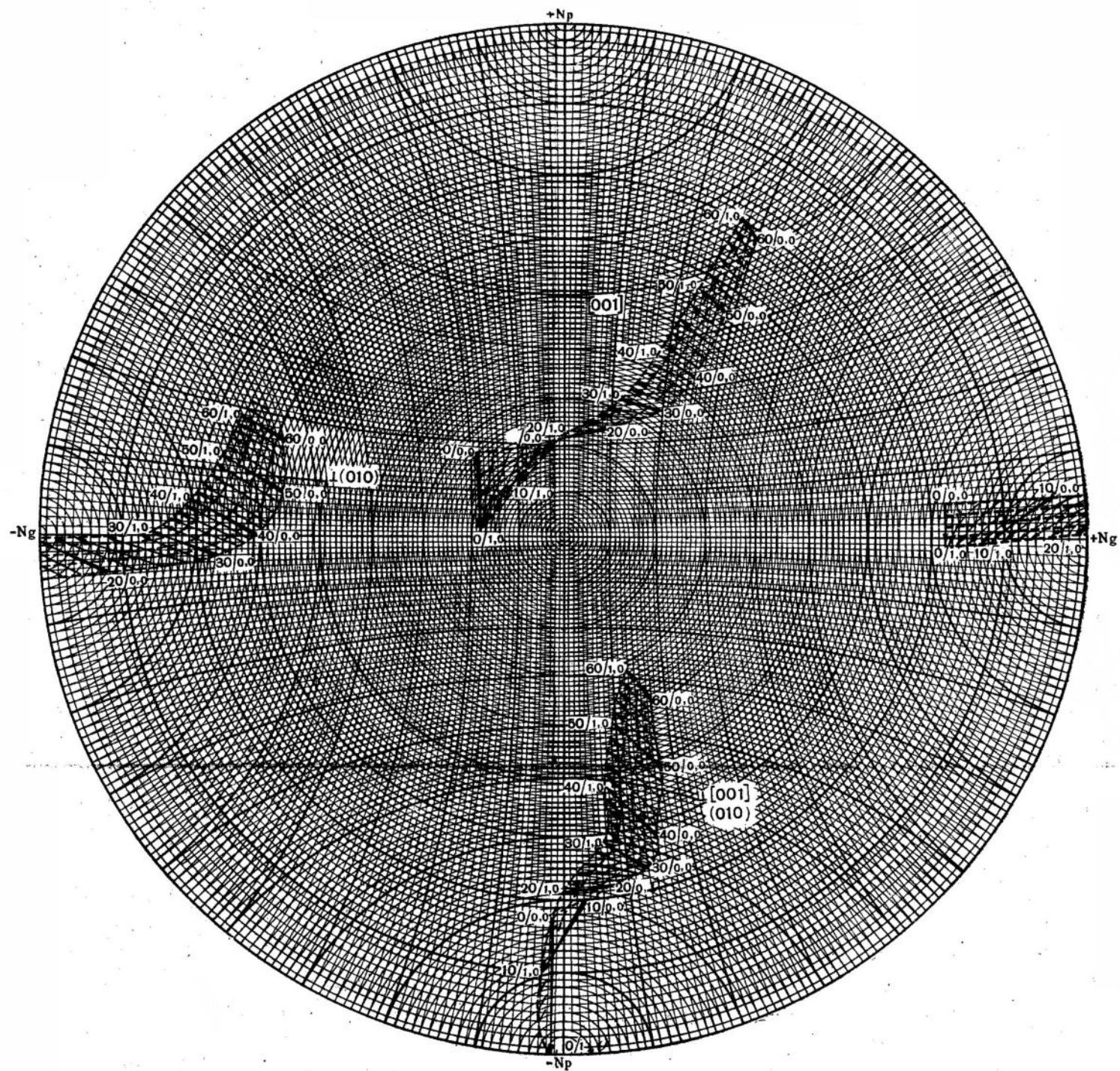


Рис. 43. Диаграмма А. С. Марфунина (1957) для определения на Федоровском столике состава и степени упорядоченности кислых и средних плагиоклазов

Перовскит — CaTiO_3 — часто содержит изоморфные примеси TR, Na и Nb. Сингония моноклинная, псевдокубическая. Кристаллы имеют форму кубов и октаэдров. Спайность несовершенная по (001). Встречаются двойники прорастания по (111) и характерные сложные полисинтетические двойники по (110), которые можно наблюдать в крупных зернах. В шлифах перовскит темно-бурый, серый, иногда окрашен зонально. Плеохроизм

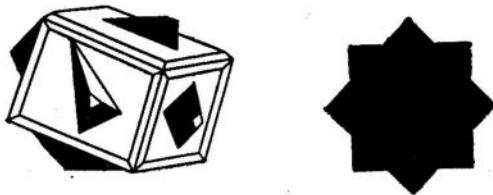


Рис. 62. Двойник лопарита и его разрез

очень слабый, в бурых тонах с абсорбцией $Ng > Nr$. Показатель преломления колеблется от 2,34 до 2,38 (последний для разностей, обогащенных церием). Мелкие зерна изотропны, крупные имеют низкое двупреломление, менее 0,002. В отраженном свете перовскит окрашен в темный синевато-серый цвет. Перовскит встречается редко. Он обнаружен в щелочных породах (щелочные базальтоиды, ийолиты), оливинатах, кимберлитах и в некоторых метаморфических породах: мраморах, скарнах, серпентинитах.

Лопарит — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$ — минерал, относящийся к группе перовскита и отличающийся от последнего тем, что в нем кальций изоморфно замещен натрием и церием, а титан — ниобием. Кристаллизуется в кубической сингонии. Кубические кристаллы его, притулленные гранями октаэдра, обычно образуют двойники прорастания, которые в разрезах дают форму восьмиконечных звезд (рис. 62). Спайность отсутствует. В шлифах полупрозрачный, просвечивает буровато-красным цветом, $n=2,3-2,4$. Встречается в нефелиновых сиенитах, а также в пегматитах щелочных пород.

Ильменит — FeTiO_3 — тригональной сингонии. В составе может быть примесь Mg и Mn. Форма кристаллов разнообразна: толстотаблитчатая, ромбоэдрическая, иногда пластинчатая, но обычно встречается в виде не-

правильных зерен. Минерал в шлифах непрозрачный и лишь в очень тонких срезах слегка просвечивающий бурым цветом. В отраженном свете светло-серый с буроватым оттенком. Показатель преломления 2,7. При разложении ильменит превращается в лейкоксен, что позволяет отличить его от магнетита. При этом часто в ильмените проявляются трещины отдельности по ромбоэдру.

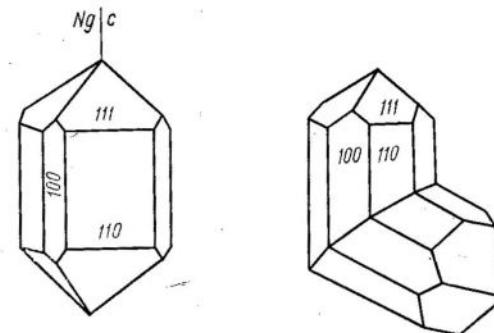


Рис. 63. Кристалл и двойник рутила

Ильменит широко распространен в основных магматических породах, где он обычно ассоциирует с ромбическим пироксеном. Встречается он также в щелочных породах, в сиенитовых пегматитах. При выветривании магматических пород переходит в осадок и накапливается в песчаных отложениях. В метаморфических породах встречается в гнейсах гранулитовой фации.

Рутил — TiO_2 — кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Кристаллы его призматические, столбчатые, игольчатые. В кристаллических сланцах нередко встречается в виде изометрических зерен. Спайность совершенная по (110), средняя по (100). Характерны коленчатые и сердцевидные двойники (рис. 63), иногда они бывают полисинтетическими. Плоские сетчатые сростки двойников игольчатого рутила называют *сагенитом*. Сагенит обычно образуется при хлоритизации биотита (см. рис. 31).

Рутил в шлифах красно-бурый и желто-бурый, нередко почти непрозрачный. Показатели преломления и двупреломление необыкновенно высокие: $n_o=2,605-2,613$,

$n_e = 2,899 - 2,901$; $n_e - n_o = 0,286 - 0,296$. Рутил одноосный, оптически положительный минерал, с положительным удлинением кристаллов. Благодаря высокому двупреломлению, обусловливающему появление белых интерференционных окрасок высшего порядка, зерна рутила при двух николях имеют такую же бурюю окраску, как при одном николе. Если рутил находится в игольчатых кристаллах, более тонких, чем толщина шлифа, он имеет яркие интерференционные окраски и только по одному этому признаку может быть легко диагностирован, так как никакой другой минерал в таких тонких игольчатых кристаллах не может дать высоких цветов интерференции.

Рутил — широко распространенный акцессорный минерал магматических (главным образом, интрузивных) и метаморфических (амфиболитов, эклогитов и др.) пород. Он обладает наименьшим молекулярным объемом из всех полиморфных модификаций TiO_2 и поэтому существует преимущественно в минеральных ассоциациях, образующихся при высоком давлении. В осадочных породах рутил находится как обломочный минерал, но также образуется в виде иглоподобных кристаллов при превращении глин в сланцы. Особенно характерно нахождение его около углистых частиц в метаморфизованных осадочных породах.

Шпинель — $MgAl_2O_4$, **плеонаст** — $(Mg, Fe)Al_2O_4$ и **герцинит** — $FeAl_2O_4$ — члены одной серии твердых растворов. **Пикотит** — $(Mg, Fe)(Al, Cr)_2O_4$ — разновидность плеонаста, содержащего заметное количество Cr, замещающего Al.

Все минералы серии шпинели кристаллизуются в кубической сингонии в виде октаэдров, нередко сдвоиникованных по (111). В шлифах разрезы шпинели имеют форму треугольников, квадратов, четырехугольников, но встречаются также неправильные зерна. Спайность отсутствует, наблюдается отдельность по октаэдру, которая в шлифах обнаруживается крайне редко. Цвет шпинели различный, от бесцветного до черного, зависит от примесей. Примесь Cr обусловливает красный цвет, Fe^{2+} — синий, зеленый, Fe^{3+} — бурый, а одновременное присутствие нескольких хромофоров вызывает появление промежуточных окрасок — красновато-бурых, фиолетовых и др. В шлифах собственно шпинель бесцветная или слабо окрашена в розоватый и синеватый цвет; плеонаст — зеле-

ный; герцинит — темно-зеленый; пикотит — красно-бурый. Показатель преломления собственно шпинели — 1,719, герцинита — 1,835.

Шпинель наиболее часто встречается в kontaktово-метаморфизованных доломитах, в богатых глиноземом ксенолитах, а также в регионально-метаморфизованных карбонатных породах. Плеонаст и пикотит находятся в пироксенитах, перидотитах, в обогащенных оливином включениях в базальтах. Герцинит обнаружен в метаморфизованных железистых бокситах, а также в некоторых основных и ультраосновных магматических породах. Благодаря стойкости шпинелей к выветриванию, они попадают в россыпи и обнаруживаются в тяжелой фракции обломочных пород.

Хромит — $FeCr_2O_4$ — кристаллизуется в кубической сингонии, в форме октаэдров, но чаще находится в виде неправильных зерен. Хромит в шлифах непрозрачный и только в очень тонких срезах, или при введенном конденсоре он просвечивает бурым цветом. В отраженном свете хромит серый с буроватым оттенком и буровато-красными внутренними рефлексами. Распространен в ультраосновных породах, встречается в некоторых основных породах и является акцессорным минералом серпентинитов, образованных за счет изменения дунитов и перидотитов.

Магнетит — $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$ — нередко содержит значительную примесь Ti и называется тогда **титаномагнетитом**. Кристаллизуется в кубической сингонии. Кристаллы имеют форму октаэдров, ромбододекаэдров, изредка кубов, но чаще магнетит встречается в виде неправильных изометрических зерен. Магнетит в шлифах непрозрачный даже при введенном конденсоре, чем легко отличается от хромита. В отраженном свете стально-серый.

Наиболее богатые титаномагнетиты находятся в основных породах, особенно в базальтах, быстро застывших на поверхности земли. В глубинных породах, медленно охлаждавшихся, титан может входить в решетку магнетита лишь в ограниченном количестве, вследствие чего в таких породах титансодержащие магнетиты представляют собой смесь двух минералов — магнетита и включенного в него ильменита, образовавшегося при распаде твердого раствора.

Титаномагнетит распознается в шлифах, если вокруг него развивается оболочка из титанита или когда при

процессах изменения ильменит превращается в лейкоксен, а магнетит сохраняется в лейкоксене в форме непрозрачных черных табличек. Иногда тончайшие пластинки титаномагнетита пронизывают кристаллы амфиболов, пироксенов и основных плагиоклазов.

Магнетит — широко распространенный аксессорный минерал в породах любого генезиса. Иногда он образует значительные концентрации в основных магматических породах, в скарнах и железистых кварцитах, а также в осадках, куда привносится вместе с обломками разрушенных пород.

Гематит — Fe_2O_3 — тригональный. Кристаллы пластинчатые, таблитчатые, ромбоэдрические; агрегаты чешуйчатые, зернистые, оолитовые. Минерал иногда распылен в породе в виде мельчайших зерен. В шлифах обычной толщины в проходящем свете гематит непрозрачный, но в очень тонких срезах просвечивает кроваво-красным цветом.

Гематит односторонний, оптически отрицательный; $n_e = 2,87—2,94$, $n_o = 3,15—3,22$; $n_o - n_e = 0,28$. В отраженном свете гематит белый, анизотропный, обнаруживает двутражение от белого до серо-голубого и полисинтетическое двойникование. Встречается в некоторых кислых магматических породах, но особенно часто в осадочных и метаморфических породах.

Пирит — FeS_2 — кубической сингонии. Образует кристаллы в форме кубов, октаэдров и пентагонодекаэдров, которые в разрезах дают квадраты, пятиугольники или треугольники. Встречается также в неправильных зернах. В шлифах пирит непрозрачный, даже в очень тонких срезах. В отраженном свете — желтоватый, изотропный.

Пирит встречается в породах любого происхождения. В магматических породах он может быть первичным и вторичным минералом, в метаморфических породах образуется как в процессе метасоматоза, так и регионального метаморфизма, в осадочных породах — при диагенезе осадков.

Пирит присутствует в гидротермальных рудах почти всех типов. Он самый распространенный сульфидный минерал земной коры.

Пирротин — Fe_{1-x}S — моноклинный (псевдогексагональный), кристаллы редки, имеют таблитчатый или пирамидальный облик, обычно встречается в форме непра-

вильных зерен, образующих сплошные массы или вкрапления. В шлифах пирротин непрозрачный. В отраженном свете имеет слабый розовый оттенок и обнаруживает сильную анизотропность. Широко распространен в основных интрузивных породах, главным образом в норитах, встречается в скарнах, гидротермальных жилах и обнаружен среди осадочных образований в ассоциации с сидеритом и в фосфоритовых желваках.

МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Минералы осадочного происхождения образуются в поверхностной части земной коры при процессах выветривания магматических, метаморфических и более древних осадочных пород, а также при отложении продуктов их разрушения в бассейнах осадконакопления (седиментации) и преобразовании осадка в осадочную горную породу (диагенезе).

При выветривании формируются преимущественно глинистые минералы, гидроокислы алюминия и железа (гидрагиллит, гидрогетит и др.) и минералы кремнезема (опал, халцедон, кварц).

Осадочные минералы, образующиеся при седиментации, очень разнообразны. Они формируются тремя путями: 1) в результате жизнедеятельности организмов (арagonит, кальцит, опал, халцедон); 2) при коагуляции коллоидов (гидроокислы железа, марганцевые минералы и др.) и 3) при кристаллизации истинных растворов (доломит, гипс, соли и др.).

При диагенезе возникают сидерит, марказит, пирит, доломит, кальцит, фосфатные минералы и др.

Наконец, выделяется группа так называемых эпигенетических минералов, формирующихся при преобразованиях осадочной породы до перехода ее в метаморфическую или до начала ее выветривания. К эпигенетическим минералам относятся кальцит, кварц, гипс и др.

По данным М. С. Швецова, в составе средней осадочной породы участвуют следующие минералы (в порядке убывания): кварц, светлые слюды, глинистые минералы, полевые шпаты, карбонаты, железистые осадочные минералы. Все остальные минералы, вместе взятые, составляют менее 3%. Однако в некоторых случаях мало распространенные осадочные минералы концентрируются в больших количествах и играют роль главных порошкообразующих компонентов. Такими минералами являются гипс, ангидрит, фосфатные минералы и др.

Осадочные минералы, кристаллизующиеся из истинных растворов (хлористые соли калия, натрия, сернокислые соли кальция, магния и другие), как правило, образуют кристаллы довольно крупных размеров. Однако большинство осадочных минералов (глинистые минералы, гидраты окислов алюминия, железа и другие) выпадает из коллоидных растворов, причем образуются микроскопические кристаллы размером менее 0,01 мм. Изучение таких минералов в шлифах затруднительно вследствие того, что они накладываются друг на друга и дают суммарный оптический эффект — агрегатную поляризацию. Поэтому при диагностике осадочных минералов особенно важное значение имеет точное определение показателя преломления с помощью иммерсионных жидкостей, а также применение термического, рентгенометрического и электронно-микроскопического анализов. Диагностика минералов с помощью последних методов здесь не рассматривается. В этой книге дана только характеристика оптических свойств осадочных минералов. Некоторые минералы осадочного происхождения (опал, халцедон и др.) описаны выше, вместе с магматическими минералами и потому в этом разделе они опущены.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Глинистые минералы отличаются чрезвычайно малыми размерами индивидов (часто доли микрона), поэтому точная диагностика их возможна лишь при применении термографического, электронно-микроскопического, рентгеноструктурного и химического методов исследования.

По определению, принятому Международной комиссией по глинам в 1960 г., «кристаллическими глинистыми минералами являются филlosиликаты (листовые силикаты), для которых характерны псевдогексагонально расположенные кремнекислородные тетраэдры, соединенные октаэдрическими слоями; они обычно представлены частичками малой величины и обладают способностью давать с водой более или менее пластичные агрегаты».

По химическому составу глинистые минералы представляют собой водные силикаты и алюмосиликаты, главным образом, алюминия, магния и калия с примесью железа, кальция, натрия и некоторых других элементов. Кристаллическая решетка глинистых минералов, в отличие от других силикатов, недостаточно прочна и способна

растягиваться и сжиматься. Благодаря этому глинистые минералы обладают свойствами набухания в присутствии воды, поглощения и обмена катионами. Малая прочность решетки препятствует образованию крупных кристаллов.

Структура кристаллической решетки, за немногими исключениями, слоистая, и это определяет характерный для глинистых минералов чешуйчатый или пластинчатый

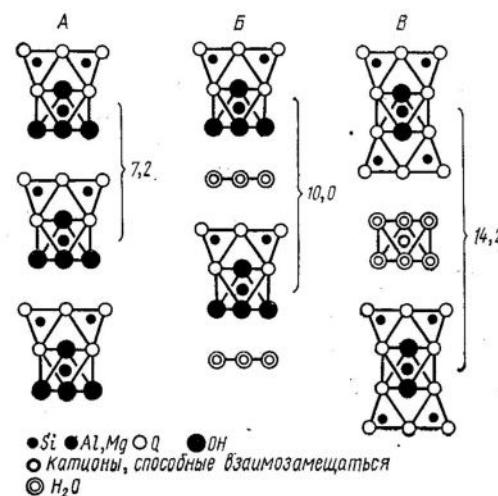


Рис. 64. Схематическое изображение структур: А — каолинит; Б — галлуазит; В — монтмориллонита (по А. С. Поваренных, 1966)

облик кристаллов. Немногочисленные представители, обладающие цепочечно-слоистым строением кристаллической решетки, имеют волосовидную форму кристаллов и образуют спутанно-волокнистые агрегаты (пальгорскит, сепиолит).

Наиболее распространенные слоистые глинистые минералы представлены следующими группами: каолинита (кандиты — каолинит, диккит, накрит, аноксит, галлуазит, метагаллуазит), гидрослюды (иллиты), монтмориллонита (смектиты — монтмориллонит, бейделит, нонtronит, сапонит, гекторит, секонит) и вермикулита. Кроме того, к глинистым минералам относится глауконит, который по составу и структуре близок к гидрослюдам.

рис. 64 показана схема строения наиболее распространенных глинистых минералов.

Основным структурным элементом каолинита являются слои, состоящие из двух прослоев: одного, сложенного кремнекислородными тетраэдрами, и второго, состоящего из гидроксидов и металла. В галлуазите, имеющем такое же двуслойное строение слоев, как в каолините, межслоевое пространство заполнено водой.

В гидрослюдде, монтмориллоните и вермикулите слои имеют трехслойное строение: они состоят из двух прослоев кремнекислородных тетраэдров, связанных прослойем гидроксила с металлом.

В гидрослюдде между слоями находятся катионы K и вода. Наличие калия обуславливает сравнительную прочность решетки гидрослюд. В монтмориллоните межслоевое пространство занято водой и небольшим количеством обменных катионов Na и Ca, а в вермикулите — водой и катионами Mg. Количество межслоевой воды, так же как обменных катионов Na, Ca и Mg, непостоянное, вследствие чего базальные межплоскостные расстояния в монтмориллоните и вермикулите имеют переменные значения.

Каолинит — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{OH}_8$ — триклинический, псевдогексагональный. Встречается в виде землистых, тонкоизвестниковых, мелкочешуйчатых, веерообразных агрегатов. Разрезы отдельных пластинок имеют шестиугольную форму. Спайность совершенная по (001). Цвет белый с разными оттенками, в шлифах бесцветный, иногда слабо-желтоватый. В агрегатах, сложенных мельчайшими зернами, кажется непрозрачным. Такие агрегаты в отраженном свете имеют белый или слегка желтоватый цвет; $n_g = 1,560$ — $1,570$, $n_m = 1,559$ — $1,569$, $n_p = 1,553$ — $1,565$; $n_g - n_p = 0,006$; $2V = 24$ — 50° , отрицательный, дисперсия слабая — $r > v$. Плоскость оптических осей и ось Ng перпендикулярны к (010); Nm образует с плоскостью спайности угол от 1 до 35° .

Полиморфные разности каолинита — диккит и накрит — моноклинные. Под микроскопом они отличаются от каолинита в первую очередь по углу погасания. В дикките угол Nm к (001) равен 14 — 20° , в накрите — 10° . Угол оптических осей в дикките положительный — от 50 до 80° , $r < v$, в накрите отрицательный — от 40 до 90° , $r > v$.

Анокситом называют минерал, сходный с каолинитом

по большинству признаков, но имеющий более высокое отношение SiO_2 к Al_2O_3 (определяется химическим анализом).

Каолинит — типичный минерал осадочных пород. Он образуется в экзогенных условиях за счет разложения магматических и метаморфических минералов, содержащих алюминий; может образоваться также из полевых шпатов и фельдшпатидов под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов (процесс пелитизации). Диккит имеет исключительно гидротермальное происхождение, накрит — гидротермальное и пневматолитовое.

В шлифах каолинит похож на монтмориллонит и серицит, от которых отличается меньшим двупреломлением, а от монтмориллонита также более высокими показателями преломления.

Галлуазит — гидратированная форма каолинита $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8\text{H}_2\text{O}$ — отличается характерной трубчатой структурой, которая разрушается при дегидратации; возникает метагаллуазит, имеющий такой же состав, что и каолинит — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Галлуазит и метагаллуазит в виде самостоятельных образований встречаются значительно реже, чем их смеси, возникающие в результате необратимой дегидратации галлуазита. По внешнему виду галлуазит и метагаллуазит практически не различимы. Они образуют или землистые агрегаты или плотные фарфоровидные массы белого цвета. Выделения галлуазита в трещинах имеют иногда шестоватое строение.

В шлифах галлуазит и метагаллуазит бесцветны. Средний показатель преломления галлуазита около 1,530, среднее светопреломление метагаллуазита равно 1,55—1,56. Двупреломление минералов очень низкое, не более 0,002, и нередко они кажутся изотропными.

Галлуазит — широко распространенный минерал коры выветривания и зоны окисления и реже встречается как составная часть глин. Для отличия галлуазита от каолинита по предложению Н. Е. Веденеевой применяют реакцию окрашивания минералов смешанным раствором нафтолово-зеленого и бенгальской розы. При этом галлуазит окрашивается в темный, почти черный цвет, а каолинит не окрашивается. Н. Е. Веденеева установила также, что в отличие от каолинита и монтмориллонита галлуазит люминесцирует под действием ультрафиолетовых лучей.

Гидрослюды (иллит) —

$\text{K}_{1-x}(\text{H}_2\text{O})_x[\text{Al}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})][\text{OH}]_{2-x}(\text{H}_2\text{O})_x$ — отличается от мусковита меньшим содержанием калия и большим воды. Состав переменный. Кристаллическая решетка гидрослюды смешанно-слойного строения: она состоит из слоев двух типов — мусковитового и вермикулитового. По физическим свойствам иллиты очень сходны с мелкочешуйчатой разностью мусковита — серицитом. Кристаллизуются они в моноклинной сингонии, имеют совершенную спайность по (001), образуют чешуйчатые агрегаты, часто в смеси с каолинитом. Цвет их белый, с разными оттенками, в шлифах — бесцветны.

Светопреломление иллитов колеблется вследствие наличия изоморфных примесей и разной степени гидратации. При медленном нагревании и удалении слабо связанной воды светопреломление повышается, при интенсивном нагревании происходит разрушение структуры с выделением $[\text{OH}]$ и светопреломление падает. В связи с малыми размерами частиц измерить точно оптические свойства очень трудно. Приводятся следующие пределы колебания оптических констант: $n_g = 1,57—1,61$ и до 1,67, $n_m = 1,57—1,61$, $n_p = 1,54—1,57$ и до 1,63; $n_g - n_p =$ около 0,03, может быть ниже и никогда не достигает двупреломления мусковита (0,036).

Гидрослюды — характерные экзогенные минералы, образующиеся при разложении алюмосиликатов. Непременное условие их образования — наличие водной среды. По данным исследования современных морских осадков, иллиты — наиболее обычные минералы глинистой фракции в них, меньше распространены каолинит, а монтмориллонит и галлуазит — сравнительно редкие образования.

Глауконит — $\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Mg})_{2-3}[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — содержит примеси Na, Ca и других элементов. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. По кристаллической структуре относится к слоистым силикатам и очень близок к слюде. Встречается он обычно в составе мелких округлых агрегатов, которые под микроскопом обнаруживают лучистое, чешуйчатое или зернистое строение. В агрегатах, кроме глауконита, нередко находятся другие глинистые и неглинистые минералы. Глауконит развивается также по раковинам, капролитам, скелетным остаткам организмов, замещает зерна алюмосиликатных минералов и выпадает в виде цемента в песчаниках. Изредка в зернах можно видеть трещинки

спайности по (001). Минерал окрашен в зеленый цвет и под микроскопом обнаруживает слабый плеохроизм: по N_p — желтовато-зеленый или зеленый, по $N_m = N_g$ — темно-желтый или голубовато-зеленый; $n_g = 1,614 - 1,644$; $n_m = 1,613 - 1,643$; $n_p = 1,592 - 1,612$; $n_g - n_p = 0,022 - 0,032$; $2V$ — от 10 до 24° , отрицательный; дисперсия $r > v$.

Глауконит имеет сходство с хлоритами, от которых отличается формой зерен, большим двупреломлением, а также тем, что зерна его, имея агрегатное строение и зеленую окраску, выглядят почти одинаково как при одном, так и при двух николях. Глауконит входит в состав морских осадков, образовавшихся в прибрежных участках. Формируется он при процессе диагенеза — преобразовании осадка в горную породу.

Монтмориллонит —

$\text{Na}_{0,7}(\text{Al}_{3,3}\text{Mg}_{0,7})\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — обладает характерной особенностью поглощать и выделять воду и обменивать катионы. Кроме воды монтмориллониты способны поглощать также органические жидкости, в связи с чем при определении их показателей преломления в разных иммерсионных средах получаются различные значения оптических констант.

Сингония монтмориллонита моноклинная. Кристаллы чрезвычайно мелкие. Агрегаты скрытокристаллические, чешуйчатые или спутанно-волокнистые. Цвет чистого монтмориллонита белый, под микроскопом бесцветный, монтмориллонит с изоморфной примесью железа — желтоватый. Оптические свойства сильно колеблются в зависимости от примеси кальция, железа и других катионов, а также содержания воды. Примесь железа ведет к увеличению показателей преломления, удаление молекулярной воды (при нагревании до $250 - 300^\circ\text{C}$) также приводит к увеличению показателей преломления, но удаление гидроксильной воды (при нагревании до $450 - 500^\circ\text{C}$) резко снижает значение показателей преломления. Пределы колебаний: n_g — от 1,50 до 1,60, n_p — от 1,48 до 1,57; $n_g - n_p$ — от 0,02 до 0,03. Угол оптических осей в монтмориллонитах отрицательный — от 0 до 30° .

Для диагностики монтмориллонита весьма полезен метод окрашивания органическими красителями. Так, бензидин окрашивает монтмориллонит в голубой цвет. При помощи этой реакции можно обнаружить даже 1% монтмориллонита в смесях с другими минералами (например, с кварцем). Каолинит, галлуазит, серицит бензидином не

окрашиваются, а иллитовые глины окрашиваются слабее, чем монтмориллонит. Под действием хризондина монтмориллонит становится киречно-красным, а каолинит — бледно-желтым. При этом окраска монтмориллонита отличается устойчивостью, а окраска каолинита исчезает после промывания водой.

Монтмориллониты образуются при выветривании различных магматических пород и особенно вулканических стекол, пеплов, туфов. По Ф. В. Чухрову, для образования монтмориллонита необходимы особые условия малого выноса из породы оснований, так как в противном случае возникает каолинит. Эти условия создаются в стекловатых породах, которые менее проницаемы для воды, чем кристаллические, и изменение их происходит быстрее, чем вынос из них оснований. Этим объясняется преимущественное развитие монтмориллонитов за счет вулканических образований.

Нонtronит —

$\text{Na}_{0,7}\text{Fe}_4(\text{Si}_{7,34}\text{Al}_{0,66})\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — отличается от монтмориллонита высоким содержанием железа. Минералы, относимые к нонtronитам, как правило, представляют собой смеси собственно нонtronита и собственно монтмориллонита, из которых преобладает первый. Агрегаты нонtronитов — сплошные, глиноподобные, как правило, скрытокристаллические, окрашенные в зеленый цвет. Под микроскопом они обнаруживают чешуйчатое или волокнистое строение. Цвет в шлифах зеленовато-желтый, заметен слабый плеохроизм. Для нонtronитов характерно высокое двупреломление; n_g колеблется от 1,57 до 1,64; n_p — от 1,56 до 1,61; $n_g - n_p$ — от 0,033 до 0,045. Угол оптических осей отрицательный — $25 - 70^\circ$. Нонtronит — типичный экзогенный минерал, образующийся при выветривании железосодержащих силикатов.

Вермикулит —

$(\text{Mg}, \text{Ca})_{0,7}(\text{Mg}, \text{F}^{3+}, \text{Al})_6[(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{20}]\text{OH}]_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — в виде мельчайших чешуек встречается в глинах и почвах, но образует также крупные пластинки в том случае, когда развивается за счет биотита. Кристаллизуется в моноклинной сингонии, обладает совершенной спайностью по (001). Благодаря переменному составу обменных катионов и разной степени гидратации оптические свойства значительно колеблются. Цвет бурый, зеленый, желтый; в шлифах он буроватый или бесцветный; n_g и

$n_m = 1,545 - 1,583$, $n_p = 1,525 - 1,564$; $n_g - n_p = 0,02 - 0,03$;
 $2V$ отрицательный — $0 - 8^\circ$, дисперсия $r \leq v$.

В шлифах вермикулит похож на биотит и хлорит. От биотита он отличается более низкими показателями преломления и двупреломлением, а от хлорита — более высоким двупреломлением. От монтмориллонита его отличают более крупные размеры кристаллов, а также генезис: вермикулиты образуются, главным образом, при выветривании биотитов.

ГРУППА КАРБОНАТОВ

Карбонаты широко распространены в осадочных породах. Главнейшие из них — карбонаты Ca, Mg, Fe, Mn, менее распространены карбонаты Sr и Ba. В связи с рудными месторождениями встречаются карбонаты Pb, Zn, Cu.

Для всех карбонатов характерна псевдоабсорбция и необыкновенно высокое двупреломление. Псевдоабсорбция наблюдается при одном николе на всех тех разрезах, в которых необыкновенный луч распространяется с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама. В том случае, когда направление колебания поляризованного света совпадает с направлением колебания необыкновенного луча, разрез безрельефный, гладкий. Если же повернуть разрез на 90° , свет будет проходить с колебаниями в направлении обычного луча и тогда разрез приобретает резкий рельеф и шагреневую поверхность, так как карбонаты имеют весьма высокие показатели преломления обычного луча. Интенсивность псевдоабсорбции зависит от направления разреза. На разрезах, перпендикулярных оптической оси, это явление не наблюдается.

Высокое двупреломление карбонатов можно обнаружить при двух николях по наличию белой интерференционной окраски высшего порядка. Эта окраска отличается от белой первого порядка переходом на краях зерен в перламутровые цвета интерференции.

Кальцит — CaCO_3 — кристаллизуется в тригональной сингонии. В горных породах кальцит присутствует обычно в виде неправильных зерен. Очень характерны для кальцита весьма совершенная спайность по ромбоэдру

($10\bar{1}1$), а также полисинтетические двойники, срастающиеся по грани ($01\bar{1}2$). Это обуславливает появление полосок, параллельных ребрам. Кроме того, наблюдаются двойники по (0001), а в кальците метаморфических пород — двойники скольжения по ($02\bar{2}1$).

Кальцит в шлифах бесцветный, но на некоторых разрезах кажется серым и благодаря псевдоабсорбции как бы плеохроирует от серого до бесцветного; $n_o = 1,658$, $n_e = 1,486$; $n_o - n_e = 0,172$. Кальцит оптически одноосный, отрицательный. Благодаря высокому двупреломлению он дает отчетливую конускопическую фигуру одноосного минерала со множеством изохроматических колец.

Кальцит — типичный минерал осадочных пород, но он может иметь и гидротермальное происхождение; кальцит, входящий в состав редких пород — карбонатитов, — магматогенный минерал.

Арагонит — CaCO_3 — полиморфная разность кальциита. Он кристаллизуется в ромбической сингонии и образует призматические, часто игольчатые кристаллы с двойниками по (110). Спайность несовершенная. Встречается в молодых осадочных породах, где слагает раковины некоторых организмов или оолиты. В древних породах переходит в кальцит. В шлифах — бесцветный; $n_g = 1,686$, $n_m = 1,682$, $n_p = 1,530$; $n_g - n_p = 0,156$; $2V = -18^\circ$; дисперсия слабая $r < v$.

Доломит — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ — кристаллизуется в тригональной сингонии. В породах нередко образует хорошо ограненные кристаллы, дающие в шлифах ромбические разрезы. Этим он отличается от кальцита, как правило, образующего зерна неправильной формы. Спайность доломита совершенная по ($10\bar{1}1$). Наблюдаются двойники по (0001), ($10\bar{1}0$), ($11\bar{2}0$) и двойники скольжения по ($02\bar{2}1$). Последние расположены параллельно короткой диагонали спайного ромбоэдра, тогда как в кальците они параллельны длинной диагонали.

Доломит в шлифах бесцветный, с заметной псевдоабсорбцией; $n_o = 1,679$, $n_e = 1,500$; $n_o - n_e = 0,179$. Минерал одноосный и оптически отрицательный. Образуется в процессе диагенеза за счет преобразования известковых осадков и путем химического осаждения из выпаривающихся растворов. Он может быть также гидротермальным; доломитизация пород вокруг рудных жил — процесс, достаточно широко распространенный.

Магнезит — $MgCO_3$ — тригональный. Встречается в виде зернистых и волокнистых агрегатов. Спайность совершенная по ромбоэдру. В шлифах бесцветный, с хорошо заметной псевдоабсорбцией; $n_o = 1,700$; $n_e = 1,509$; $n_o - n_e = 0,191$; одноосный, оптически отрицательный. Нередко содержит примеси Ca, Mn и дает изоморфные смеси всех составов с сидеритом — $FeCO_3$. Магнезит развит в серых засоленных глинах, в известняках, в метаморфических (тальковых и хлоритовых) сланцах. В серпентинитах встречается минерал, представляющий изоморфную смесь $MgCO_3$ (70%) и $FeCO_3$ (30%), который называется брейнеритом.

Сидерит — $FeCO_3$ — тригональный. Встречается в виде ромбоэдрических кристаллов и образует зернистые, скрытокристаллические, радиально-лучистые и оолитовые агрегаты. Спайность совершенная по (1011). Двойники редки. В шлифах минерал бесцветный, но нередко по трещинам окрашен в бурьи цвета вследствие того, что легко окисляется и переходит в гидроокислы железа; $n_o = 1,875$, $n_e = 1,635$; $n_o - n_e = 0,240$; одноосный, оптически отрицательный.

Сидерит может быть осадочного и метаморфического происхождения. В гидротермальных месторождениях он образуется при сравнительно невысоких температурах. Так как он представляет собой карбонат закиси железа, он может образоваться лишь в восстановительных условиях.

Родохрозит — $MnCO_3$ — тригональный. Обычно содержит примеси Fe, Mg, Ca, изредка Zn и Co. Встречается в виде кристаллически-зернистых и радиально-лучистых агрегатов и очень редко в форме хорошо ограненных кристаллов. Спайность по (1011). В шлифах — бесцветный, но при окислении переходит в гидроокислы марганца и по трещинкам бывает окрашен в темно-бурый, почти черный цвет; $n_o = 1,816$, $n_e = 1,597$; $n_o - n_e = 0,219$; одноосный, отрицательный. Показатели преломления и двупреломление возрастают при повышении содержания железа.

Родохрозит образует значительные скопления в морских осадочных месторождениях марганца, которые возникают в восстановительных условиях, в некотором удалении от береговой линии. Изредка родохрозит встречается также в гидротермальных жильных или метасоматических месторождениях марганца.

Все карбонаты имеют большое сходство в шлифах и для отличия их друг от друга необходимо точное определение показателей преломления. Кроме того, полезно помнить, что доломит обычно дает ромбические формы разрезов, что в кальците часто наблюдаются полисинтетические двойники, что сидерит и родохрозит нередко по трещинам окрашены в бурьи и черные цвета за счет продуктов разложения.

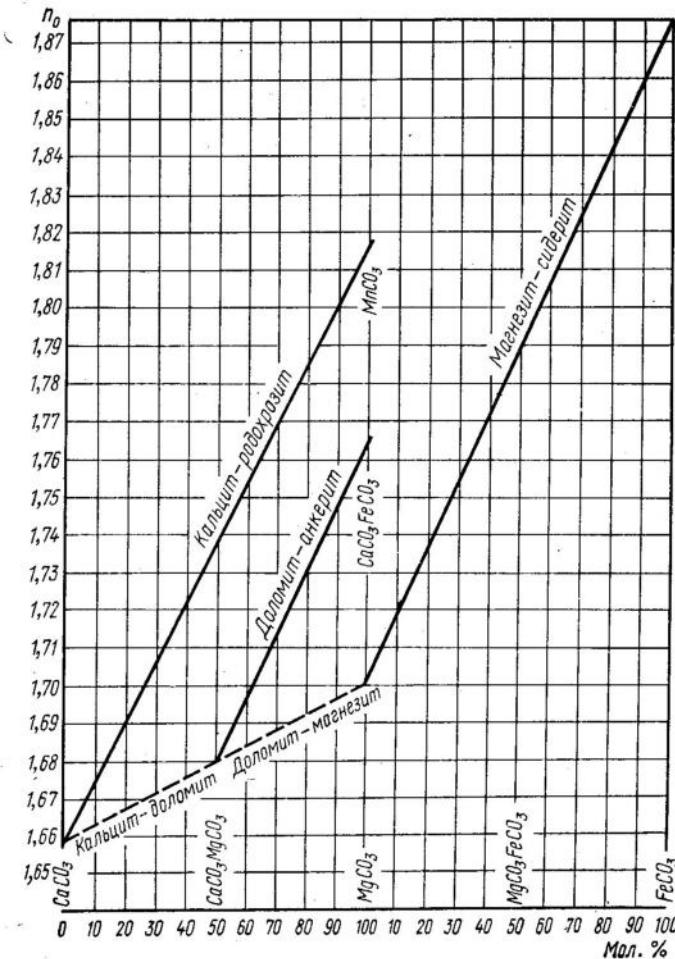


Рис. 65. Зависимость n_o ромбических карбонатов от состава (по Кеннеди, 1947)

Для выявления состава карбоната можно воспользоваться также графиком, приведенным на рис. 65, если определено значение n_o с помощью иммерсионных жидкостей. Очень полезно при диагностике карбонатов применять микрохимические реакции, а для того чтобы отличить кальцит от доломита, — методы окрашивания. Наиболее простыми из последних являются методы, предложенные Лембергом и Тихомировым.

По методу Лемберга, шлиф без покровного стекла погружается на 1—2 мин в 10—15-процентный раствор $\text{Fe}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и затем промывается водой. При этом кальцит реагирует с треххлорным железом и покрывается бурой пленкой гидрата окиси железа, а доломит не успевает прореагировать и остается неокрашенным. Затем на шлиф кладется капля $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ любой концентрации и через 2—3 с шлиф снова промывают. При этом гидрат окиси железа переходит в сульфид железа, имеющий черный цвет, и все те участки шлифа, где были зерна кальцита, становятся черными, доломит же остается бесцветным. Для закрепления черной пленки в шлифе рекомендуется капнуть на нее раствором гипосульфита.

По методу Тихомирова, на поверхность непокрытого шлифа наносится капля фиолетовых чернил, разбавленных 5-процентной HCl в такой степени, чтобы цвет чернил стал синим. После 1,5—2,0 мин чернила удаляются фильтровальной бумагой. Кальцит за это время окрашивается, а доломит остается почти бесцветным.

ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА

Гидроокислы железа образуются за счет разложения железосодержащих минералов. Частично они формируются непосредственно на месте выветривания последних, частично переходят в растворы, из которых выпадают при изменении физико-химической обстановки.

Наиболее широко распространенные гидроокислы железа, встречающиеся в виде примеси почти в любой осадочной породе, — **гетит** — $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ и **лимонит** — $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Рентгенометрические исследования показали, что определенной кристаллической решеткой обладает лишь гетит, в котором отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 1$. Все более богатые водой разности гидроокислов железа являются гидрогелями, а не соединениями определенного состава.

Они содержат абсорбированную воду в разных количествах и носят общее название лимонита.

Сингония гетита — ромбическая. Кристаллы редки, имеют игольчатый или столбчатый облик, обладают совершенной спайностью по (010). Обычно гетит и лимонит образуют натечные, почковидные или сплошные плотные, пористые или порошковидные массы. Встречаются также в виде оолитов, бобовин, конкреций и жеод.

Гетит в шлифах желтовато-бурый до оранжево-красного, обладает плеохроизмом. В отраженном свете серый, анизотропный. Показатели преломления непостоянны и уменьшаются с увеличением содержания воды следующим образом: n_g — от 2,398 до 2,515, n_m — от 2,393 до 2,409; n_p — от 2,260 до 2,275; $n_g - n_p$ — от 0,138 до 0,140. Гетит обладает очень сильной дисперсией оптических осей: для красного света плоскостью оптических осей является (100), для синего — (001). Отрицательный угол оптических осей для красного света равен 23° , для желтого 0, для синего 27° .

Лимонит отличается от гетита изотропностью и более низким показателем преломления $n=2,0-2,1$. Цвет его в шлифах бурый, почти непрозрачный. Иногда лимонит дает постепенные переходы в гетит и в таком случае в нем обнаруживается некоторая анизотропность.

ГИДРООКИСЛЫ И ОКИСЛЫ МАРГАНЦА

Гидроокислы и окислы марганца распространены значительно меньше, чем гидроокислы железа. Среди гидроокислов наиболее известны мanganит и псиломелан, среди окислов — пиролюзит.

Мanganит — $\text{MnO} \cdot \text{OH}$ — моноклинной сингонии. Кристаллы призматической формы с совершенной спайностью по (010). В осадочных породах он образует обычно тонкокристаллические агрегаты, оолиты, иногда натечные формы. В шлифах непрозрачен или в очень тонких срезах слабо просвечивает бурым цветом; $n_g=2,53$; $n_m=n_p=2,25$; $n_g-n_p=0,28$. Оптически положительный с малым $2V$. В полированных шлифах мanganит серовато-белый, обнаруживает отчетливую анизотропию.

Псиломелан — $\text{BaMn}^{2+} \text{Mn}^{4+} \cdot _9\text{O}_{20} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — нередко содержит примеси Fe, Mg, Ca, Na и других элементов; кристаллизуется в моноклинной сингонии. Встречается в виде дендритов, оолитов, конкреций, в натечных формах

с концентрически-зональным строением или в тонкокристаллических агрегатах, различных лишь в полированных шлифах под микроскопом. В петрографических шлифах псиломелан непрозрачный, черный.

Пиролюзит — MnO_2 — кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Кристаллы шестоватые, игольчатые. Спайность совершенная по призме (110). В шлифах непрозрачный, в анишлифах кремово-белый, сильно анизотропный. Пиролюзит — самый распространенный марганцевый минерал, образующийся в сильноокислительных условиях. Он встречается в скрытокристаллических порошковых массах, образует конкреции и псевдоморфозы по почковидным натечным агрегатам псиломелана.

ГИДРООКИСЛЫ АЛЮМИНИЯ

Гидроокислы алюминия — типичные осадочные образования и иногда слагают значительные толщи латеритов и бокситов. Наиболее распространены из гидроокислов алюминия гидрагиллит (гипбсит), бемит и диаспор.

Гидрагиллит (гипбсит) — $Al[OH]_3$ — моноклинный. Как правило, образует тонкочешуйчатые или скрытокристаллические массы и реже встречается в виде лучисто-листоватых агрегатов, в натечных формах, а также в форме шаровидных конкреций. Индивидуальные кристаллы имеют таблитчатый облик и весьма совершенную спайность по (001). Часто встречаются сложные двойниковые сростки. Гидрагиллит в шлифах бесцветный до светло-буроватого; $n_g = 1,58 - 1,60$, n_m и $n_p = 1,56 - 1,58$; $n_g - n_p = 0,02$; $2V$ положительный — от 0 до 40°, дисперсия сильная — $r > v$. В шлифах гидрагиллит имеет сходство с каолинитом и мусковитом. От первого он отличается большим двупреломлением, от второго — положительным оптическим знаком.

Бемит — $AlO[OH]$ — минерал ромбической сингонии. Встречается в виде скрытокристаллических масс и изредка образует очень мелкие пластинчатые и чечевицеобразные кристаллы с совершенной спайностью по (010). В шлифах бесцветный; $n_g = 1,65 - 1,67$, $n_m = 1,65 - 1,66$, $n_p = 1,64 - 1,65$; $n_g - n_p = 0,013 - 0,015$. Средний показатель преломления для скрытокристаллических разностей равен 1,640—1,645. Оптически положительный минерал с углом оптических осей около 80°.

Диаспор — $HAIO_2$ — кристаллизуется в ромбической сингонии. Обычно образует чешуйчатые агрегаты, реже встречается в виде тонкопластинчатых кристаллов и вытянутых по оси c , с совершенной спайностью по второму пинакоиду (010) и несовершенной по призме (110). В шлифах бесцветный. Плоскость оптических осей — (010); Np совпадает с c , и удлинение кристаллов, таким образом, отрицательное; $n_g = 1,730 - 1,752$, $n_m = 1,705 - 1,725$, $n_p = 1,682 - 1,706$; $n_g - n_p = 0,04 - 0,05$; $2V$ — положительный — 84—86°, дисперсия $r < v$, слабая.

Диаспор часто находится в бокситах, а также в метаморфических породах в ассоциации с корундом. От последнего он отличается более высоким двупреломлением и меньшими показателями преломления. И. Костов отмечает, что форма кристаллов диаспера может служить индикатором условий образования: пластинчатые кристаллы характерны для высокотемпературных, а вытянутые вдоль оси c для низкотемпературных месторождений.

• ФОСФАТЫ

Фосфаты осадочного генезиса встречаются обычно в микрозернистых и скрытокристаллических агрегатах, вследствие чего они диагностируются с большим трудом. Предполагается, что в составе осадочных фосфоритов участвуют многие разновидности апатитов: **фторапатит** — $Ca_5[PO_4]_3F$, **гидроксилапатит** — $Ca_5[PO_4]_3[OH]$, **карбонатапатит** — $Ca_{10}[PO_4]_6[CO_3]$, **франколит** — $Ca_{10}[PO_4]_6[F_2, (OH)_2, (CO_3), O]$, **курскит** — $Ca_8[PO_4]_4[CO_3]F$? и **коллофан**, имеющий неопределенный состав, который изображается формулой $nCaO \cdot mP_2O_5 \cdot pH_2O$. Различить эти разновидности с достаточной уверенностью в шлифах не представляется возможным, так как все они имеют близкие оптические свойства. В шлифах они обычно окрашены в буроватые и темно-серые цвета вследствие примеси органического вещества и гидроокислов железа, редко бесцветны. Показатели преломления для всех колеблются в пределах от 1,60 до 1,65 двупреломление от 0 до 0,007. Агрегаты для всех разновидностей могут быть скрытокристаллическими, а также микрозернистыми, волокнистыми, сферолитовыми, оолитовыми и др. Однако от всех других минералов осадочного происхождения, похожих на них изотропностью или не-

большим двупреломлением, они отличаются достаточно определенно по высокому значению показателей преломления.

СУЛЬФАТЫ

Сульфаты образуются путем осаждения из растворов. Главные из них — ангидрит и гипс, менее распространенные — целестин и барит.

Ангидрит и гипс слагают значительные толщи, сформировавшиеся при выпаривании лагун и отмирающих морских бассейнов. В поверхностных условиях ангидрит сравнительно легко гидратизируется и переходит в гипс. Очень часто ангидрит и гипс встречаются вместе с минералами группы солей как в виде единичных кристаллов, так и в виде агрегатов, образуя пропластки. Гипс иногда образуется путем замещения карбонатных пород при воздействии на них сернокислых вод. Встречается он также в зоне окисления сульфидных месторождений и в коре выветривания горных пород. Реже ангидрит и гипс гидротермального происхождения.

Целестин и барит самостоятельных пластов не образуют. Целестин находится в толщах осадочных пород в виде желваков, гнезд, прожилков и, кроме того, он установлен в скелетах и раковинах морских организмов. Во всех этих случаях он имеет характер минерала, образовавшегося после отложения осадков. Барит образует конкреции в осадочных породах, но встречается в иных условиях, чем ангидрит, гипс и целестин. Он отсутствует в соляных месторождениях, очень редок в известняках, но часто находится в глинистых, песчанистых осадках прибрежных участков морского бассейна и в осадочных месторождениях железа и марганца. Объясняется это тем, что растворимые соли бария, приносимые поверхностными водами с суши, при первой же встрече с ионами SO_4 морской воды образуют практически нерастворимый BaSO_4 . Целестин изредка образуется гидротермальным путем, барит же является довольно обычным минералом гидротермальных месторождений.

Ангидрит — CaSO_4 — кристаллизуется в ромбической сингонии. Кристаллы его имеют толстотаблитчатый или призматический облик, но хорошо образованные кристаллы являются редкостью. Обычно ангидрит наблюдается в сплошных зернистых массах и иногда в шестоватых агрегатах. Спайность по трем плоскостям: весьма совершенная по (001) и менее совершенная по (010) и (100). Двойники простые и полисинтетические по (101). Плоскость оптических осей совпадает с (010). В шлифах всегда бесцветный. Благодаря значительным показателям преломления и высокому двупреломлению ангидрит имеет заметный рельеф и яркие интерференционные краски. Погасание прямое; $n_g = 1,614$, $n_m = 1,576$, $n_p = 1,570$; $n_g - n_p = 0,044$; $2V = 42^\circ$ положительный, дисперсия $r < v$.

Гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Кристаллы гипса таблитчатого и реже призматического, волокнистого облика. Спайность весьма совершенная по (010) и совершенная по (100) и (111). Часто встречаются двойники срастания по (100) и (101). Плоскостью оптических осей в кристаллах гипса является второй пинакоид (010). Угол между осью Ng и c равен 52° и, следовательно, $cNp = 38^\circ$. Гипс в шлифах бесцветный; $n_g = 1,530$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,010$; $2V = 58^\circ$ имеет положительный знак, дисперсия $r > v$, сильная.

При изготовлении шлифов гипс частично дегидратизируется и переходит в волокнистый агрегат бесцветного полугидрата сульфата кальция — $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$. Природный аналог этого соединения называется *бассанитом*. Он имеет вид микроскопических иголочек и обнаружен в пустотах бомб лейцитовых тефритов, выброшенных Везувием, а также вместе с гидрагиллитом в фумаролах этого вулкана, и описан также в ассоциации с гипсом и ангидритом. Синтетический полугидрат имеет следующие оптические свойства: одноосный, положительный, $n_o = 1,558$, $n_e = 1,586$; $n_e - n_o = 0,028$. Удлинение разрезов положительное, погасание прямое. От гипса он отличается более высоким показателем преломления, от ангидрита — более низким двупреломлением.

Целестин — SrSO_4 — образует кристаллы ромбической сингонии. Облик кристаллов таблитчатый или призматический. Спайность проходит в трех направлениях: совершенная по (001), ясная по (010) и несовершенная по (110). Двойники редки. Агрегаты зернистые. Целестин в шлифах бесцветный; $n_g = 1,631$, $n_m = 1,624$, $n_p = 1,622$; $n_g - n_p = 0,009$; $2V = 51^\circ$, положительный; дисперсия $r < v$. В шлифах целестин очень похож на барит, от которого отличается более низким светопреломлением и большей величиной угла оптических осей. Целестин в отличие от барита имеет меньшую плотность, растворяется в во-

де (особенно в присутствии HCl) и окрашивает пламя паяльной трубки в красный цвет.

Барит — BaSO_4 — кристаллизуется в ромбической сингонии. Кристаллы барита чаще всего имеют таблитчатую форму, реже они призматические или изометричные. Агрегаты, как правило, зернистые. Спайность совершенная по (001) и менее совершенная по (010) и (210). Плоскость оптических осей совпадает с (010), и ось N_p перпендикулярна к (001). Наблюдаются двойники скольжения по (110). В шлифах барит бесцветный; $n_g = 1,648$, $n_m = 1,637$, $n_p = 1,636$, $n_g - n_p = 0,012$; $2V = 36 - 38^\circ$, положительный, дисперсия $r < v$, слабая.

ХЛОРИДЫ

Хлориды образуются в условиях жаркого сухого климата в усыхающих замкнутых соленных озерах или лагунах и заливах, отделенных от морского бассейна песчаными барьерами. Они легко растворяются в воде и при обычном изготовлении шлифов не сохраняются. Поэтому при изготовлении шлифов из них следует использовать не воду, а спирт, керосин или глицерин. Наиболее распространены галит, сильвин и карналлит.

Галит — NaCl — кубической сингонии. Кристаллы в виде кубов и октаэдров, с весьма совершенной спайностью по кубу (100). Минерал бесцветный и оптически изотропный. Показатель преломления $n = 1,544$.

Сильвин — KCl — кубический. В хорошо образованных кристаллах встречается реже, чем галит. Наблюдаются двойники по октаэдру (111). Спайность весьма совершенная по кубу. Чистые разности минерала бесцветны. Под микроскопом обнаруживает изотропность, но иногда является аномально анизотропным. Показатель преломления очень низкий, $n = 1,490$.

Карналлит — $\text{KCl}, \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — кристаллизуется в ромбической сингонии. Встречается обычно в сплошных зернистых массах и очень редко образует хорошие кристаллы. Спайность отсутствует. Чистые разности карналлита бесцветны, но обычно минерал окрашен в розовый или красный цвет включениями окиси железа или в бурый цвет примесями гидроокислов железа; $n_g = 1,494$, $n_m = 1,475$, $n_p = 1,466$; $n_g - n_p = 0,028$; $2V = 70^\circ$, с положительным знаком, дисперсия слабая, $r < v$. Минерал очень гигроскопичен и легко расплывается на воздухе.

МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В этом разделе рассматриваются оптические свойства типоморфных метаморфических минералов, т. е. таких минералов, которые образуются лишь при процессах метаморфизма горных пород. В отличие от магматических минералов метаморфические минералы кристаллизуются в твердой среде. Все минералы, возникающие в один этап метаморфизма, кристаллизуются более или менее одновременно и внешний облик каждого из них определяется их «кристаллизационной силой». Так как «кристаллизационная сила» не только различна для разных минералов, но она различна также для разных направлений одного и того же анизотропного кристалла, минералы метаморфических пород обладают резко выраженной векториальностью роста. Эта особенность их проявляется в наибольшем развитии определенных граней. Кроме того, в связи с тем, что разные грани обладают разной адсорбционной способностью к посторонним частицам, включения в метаморфических минералах располагаются закономерно. Так, в хиастолите на поперечных разрезах углистые включения располагаются в виде креста, а на продольных — в виде параллельных полос. Одновременность кристаллизации минералов при метаморфизме приводит к широкому распространению ситовидных структур: минералы, образующие крупные зерна (порфиробласты), содержат многочисленные нередко округлые включения мелких зерен других минералов (основной ткани).

Зерно метаморфического минерала, ограниченное характерными для него кристаллическими гранями, называется *идиобластическим*; зерно неправильной формы — *ксенобластическим*. Все минералы метаморфических пород можно расположить в кристаллобластический ряд, в котором каждый минерал характеризуется более совер-

шеними формами кристаллов по сравнению с другим минералом, расположенным ниже. Кристаллобластический ряд, по Ф. Д. Тернеру, имеет следующий вид:

Рутил, сфен, магнетит.
Турмалин, кианит, ставролит, гранат, андалузит.
Эпидот, цоизит, форстерит.
Пироксены, амфиболы, волластонит.
Слюды, хлориты, тальк, стильпномелан.
Доломит, кальцит.
Скалолит, кордиерит, полевые шпаты.
Кварц.

Расположение минералов в кристаллобластическом ряду связано со строением их кристаллической решетки. Находящиеся в верхней части ряда силикаты характеризуются плотными структурами, в основе которых лежат изолированные группы кремнекислородных тетраэдров. Ниже располагаются силикаты цепочечной, ленточной и слоистой структуры, еще ниже — каркасной структуры.

Из приведенного списка видно, что в составе метаморфических пород находятся также широко распространенные магматические минералы и карбонаты, слагающие осадочные породы. Следует отметить, что этот список, не охватывает все минералы метаморфических пород. Минеральный состав метаморфических и особенно метасоматических пород отличается очень большим разнообразием, обусловленным: 1) многообразием состава исходных пород, за счет которых образуются метаморфические породы; 2) широким диапазоном температур и давлений, при которых протекают процессы метаморфизма и, наконец, 3) разнообразием состава растворов, участвующих при метасоматозе. Каждый из вышеперечисленных факторов можно положить в основу классификации метаморфических минералов.

Для запоминания особенностей химического состава метаморфических минералов, который в большинстве случаев определяется химизмом исходных пород, удобно объединить их в несколько групп. Ниже приведены эти группы. Перечисление минералов в них дается в том порядке, который принят для их описания.

1. Минералы, богатые алюминием, образующиеся при метаморфизме глинистых сланцев и кислых вулканогенных пород: андалузит, дистен, силлimanит, пирофиллит, аулит, корунд.

2. Минералы, богатые алюминием, железом, магнием, образующиеся при метаморфизме глинистых пород: ставролит, хлоритоид, кордиерит, гранаты ряда пиральспитов, стильпномелан, хлориты.

3. Минералы, богатые кальцием, образующиеся при метаморфизме известняков и основных магматических пород: волластонит, везувиан, скаполиты, гранаты ряда угандитов, пренит, мелилит, лавсонит, пумпеллит, цоизит, эпидот.

4. Минералы, богатые магнием, образующиеся при метаморфизме доломитов и ультраосновных пород: периклаз, брусит, тальк, хондродит, гумит.

5. Аксессорные минералы метаморфических пород: шеелит, кассiterит, топаз, графит.

Отметим, что характеристика некоторых весьма распространенных метаморфических минералов уже была приведена при описании минералов магматических пород. К ним относятся: форстерит (группа оливина) и продукты его изменения — серпентины; омфацит, жадеит и геденбергит (группа пироксенов); антифиллит — жедрит, грюнерит, тремолит-актинолит, паргасит и глаукофан (группа амфиболов); флогопит и фуксит (группа слюд). Вместе с осадочными минералами описан и диаспор.

Из акссесорных минералов метаморфических пород вместе с магматическими акссесорными минералами описаны: турмалин, флюорит, шпинель, магнетит, рутил, ильменит, гематит и пирит.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ, БОГАТЫЕ АЛЮМИНИЕМ

Андалузит — $\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]$ — ромбический. Кристаллы призматические, в поперечных разрезах имеют вид ромбов, близких к квадратам, а в продольных сечениях — форму вытянутых прямоугольников. Нередко андалузит образует неправильные, дырчатые зерна с извилистыми границами. Спайность совершенная по (110), с углом между трещинами 89° . Двойники чрезвычайно редки, срастаются по (101). Плоскость оптических осей совпадает со вторым пинакоидом (010), вдоль оси с лежит N_p (рис. 66), в связи с чем продольные разрезы имеют прямое погасание и отрицательное удлинение. В шлифах он бесцветный или неравномерно окрашен в розовый или зеленоватый цвет и тогда плеохроирует: по N_p — розо-

ый, но Ng — зеленоватый до бесцветного. Показатели преломления и сила двупреломления андалузитов колеблются и возрастают при увеличении содержания примесей Fe^{3+} и Mn^{3+} ; $n_g = 1,638 - 1,651$, $n_m = 1,633 - 1,644$, $n_p = 1,629 - 1,640$; $n_g - n_p = 0,009 - 0,011$; угол оптических осей отрицательный, равен $83 - 85^\circ$. Дисперсия угла оптических осей слабая — $r < v$, иногда $r > v$. В некоторых андалузитах — хиастолитах — находятся многочисленные

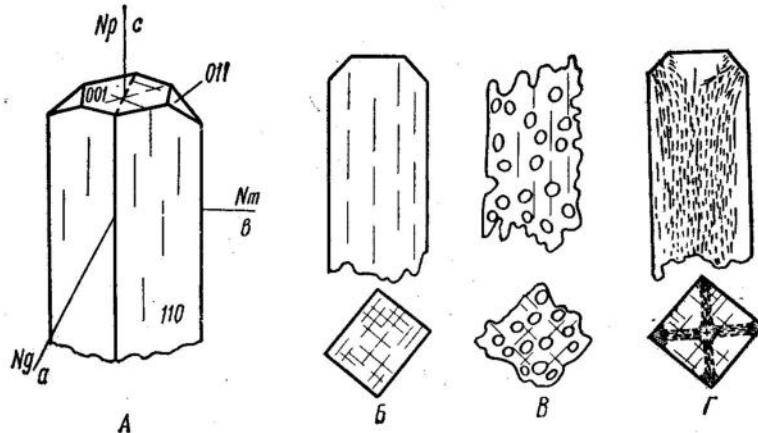


Рис. 66. Андалузит: А — кристалл; Б — разрезы; В — разрезы, переполненные включениями кварца; Г — разрезы хиастолита

включения непрозрачного углистого вещества, расположенные закономерно в виде креста на поперечных разрезах или полос в продольных сечениях. Нередко можно наблюдать замещение андалузита серицитом.

Андалузит — типичный минерал контактового метаморфизма глинистых пород. В шлифах он имеет большое сходство с ромбическими пироксенами, скаполитами, топазом, дистеном, апатитом, но пироксены имеют положительное удлинение, скаполиты — меньшие показатели преломления, топаз оптически положительный, дистен имеет косое погасание, апатит — одноосный.

Дистен (кианит) — $Al_2O[SiO_4]$ — триклинический. Встречается в форме длинных и уплощенных по (100) кристаллов, которые в сечениях дают прямоугольные разрезы. Характерна совершенная спайность по (100), отчетливая по (010) и отдельность по (001). Наблюдаются двойни-

к как простые, так особенно часто и полисинтетические, похожие на двойники плагиоклазов. Они срастаются по (100). Дистен в шлифах бесцветный или голубоватый; $n_g = 1,728 - 1,729$, $n_m = 1,720 - 1,722$, $n_p = 1,712 - 1,717$; $n_g - n_p = 0,016 - 0,012$; $2 V = -82^\circ$; дисперсия $r > v$, слабая.

На рис. 67, где показана ориентировка оптической индикатрисы в кристалле дистена, видно, что плоскость оптических осей почти перпендикулярна (100) и наклонена на 30° к (010), ось Np почти совпадает с c , ось Ng и c образуют угол, равный 30° . В связи с этим угол погасания, замеренный в сечениях, перпендикулярных к (100), где видна совершенная спайность, будет близок к нулю, а в сечениях, параллельных (100), где спайность будет менее совершенной, погасание будет косое. Удлинение разрезов положительное.

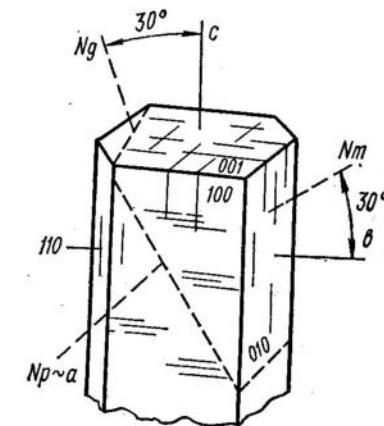


Рис. 67. Дистен

Дистен — типичный минерал кристаллических сланцев, возникших при региональном метаморфизме глинистых пород. В шлифах он имеет сходство с родонитом, от которого отличается отрицательным знаком угла оптических осей.

Силлиманит — $Al[AlSiO_5]$ — ромбический. Кристаллы игольчатые; агрегаты лustrичные, волокнистые. Волосовидные изогнутые кристаллы, встречающиеся в виде включений в других минералах, называются фибролитом. В крупных кристаллах заметна совершенная спайность по (010) (рис. 68). Силлиманит в шлифах бесцветный; агрегаты фибролита в шлифах сероватые вследствие высокого светопреломления, $n_g = 1,677 - 1,682$, $n_m = 1,658 - 1,661$, $n_p = 1,657 - 1,660$; $n_g - n_p = 0,020 - 0,022$; $2 V$ положительный — от 21 до 30° ; дисперсия сильная, $r > v$. Ось Ng расположена вдоль c . Погасание прямое, удлинение положительное.

Силлиманит — высокотемпературный метаморфический минерал, который встречается как в роговиках, так

и в кристаллических сланцах и гнейсах. В шлифах он несколько похож на андалузит и апатит, от которых отличается более высоким двупреломлением и положительным удлинением.

Пирофиллит — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{OH}_2$ — моноклинный. Встречается в виде чешуйчатых и пластинчато-лучистых агрегатов. Кристаллы таблитчатые, очень мелкие с совершенной спайностью по (001). Минерал в шлифах бесцветный; $n_g = 1,600$; $n_m = 1,588$, $n_p = 1,522$; $n_g - n_p = 0,048$;

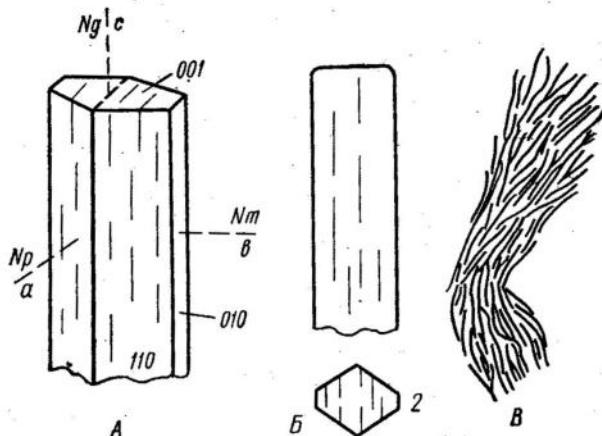


Рис. 68. Силлиманит: А — кристалл; Б — разрезы; В — фибролит

2 V отрицательный — от 53 до 60°; дисперсия слабая, $r > v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), удлинение разрезов положительное, погасание прямое. Похож на тальк и мусковит, от которых отличается по большому углу оптических осей.

Пирофиллит встречается в составе вторичных кварцитов, образовавшихся при метасоматозе кислых вулканогенных пород, а также в метаморфизованных глинистых и глинисто-углистых породах, где образует псевдоморфозы по остаткам растений. Известны также псевдоморфозы пирофиллита, по листену, андалузиту и полевым шпатам. Встречается он также в гидротермальных кварцевых жилах.

Алунит — $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]\text{OH}_6$ — тригональный. Образует толстотаблитчатые кристаллы, а чаще встречается в виде

тонкозернистых, листоватых и волокнистых агрегатов. Спайность совершенная по (0001). В шлифах бесцветный, характеризуется заметным рельефом, прямым погасанием и отрицательным удлинением разрезов; $n_e = 1,592$, $n_o = 1,572$; $n_e - n_o = 0,020$. Минерал оптически одноосный и положительный.

В шлифах алунит похож на мусковит и канкринит. От мусковита он отличается отрицательным удлинением и положительным оптическим знаком, от канкринита — более высокими показателями преломления.

Алунит образуется за счет полевых шпатов и фельдшпатидов вулканогенных пород, подвергшихся воздействию сернокислых гидротермальных растворов. Он нередко встречается в составе вторичных кварцитов, а также образует самостоятельные скопления — алунитовые породы, имеющие промышленное значение.

Корунд — Al_2O_3 — тригональный (α -корунд). Форма кристаллов бочковидная, столбчатая, реже толстотаблитчатая. Вследствие полисинтетического двойникования наблюдается отдельность по (1011) и (0001). Окраска связана с содержанием примесей Cr (красная), Mn и Fe^{3+} (розовая и бурая), Ti (синяя), Fe^{3+} и Fe^{2+} (черная). В шлифах корунд обычно бесцветный, но иногда слабо окрашен в розовый или синеватый цвет, причем окраска распределяется в виде пятен или зонально. Светопреломление очень высокое; $n_o = 1,767 - 1,771$, $n_e = 1,759 - 1,763$; $n_o - n_e = 0,007 - 0,008$. Минерал одноосный, отрицательный, но часто аномальный с углом оптических осей до -32° . Вследствие высокой твердости корунд в шлифах, как правило, имеет большую толщину, чем другие минералы. Поэтому цвета интерференции его выше, чем белые первого порядка, которые должны быть при нормальной толщине зерен корунда. Он образуется при метаморфизме богатых глиноzemом осадочных пород и изредка встречается в гибридных магматических породах. Благодаря устойчивости в поверхностных условиях может накапливаться в осадках.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ, БОГАТЫЕ АЛЮМИНИЕМ, ЖЕЛЕЗОМ И МАГНИЕМ

Ставролит — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4[\text{O}, \text{OH}]_2$ — моноклинный, псевдоромбический. Известны ставролиты, почти совсем лишенные магния, но обычно отношение

Fe^{2+} к $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ колебается в интервале 60—80%. Fe^{3+} практически всегда присутствует, но содержания его малы (редко до 5% Fe_2O_3), еще незначительнее примесь Ti (редко более 1% TiO_2). Встречаются очень редкие разновидности ставролита с высоким содержанием кобальта (люсакит) и цинка.

Ставролит образует короткоизометрические кристаллы, нередко сросшиеся по (032) и (232) в крестообразные двойники (рис. 69), или находится в виде неправильных зерен, имеющих обычно ситовидное строение, обусловленное включениями кварца. Иногда ставролит

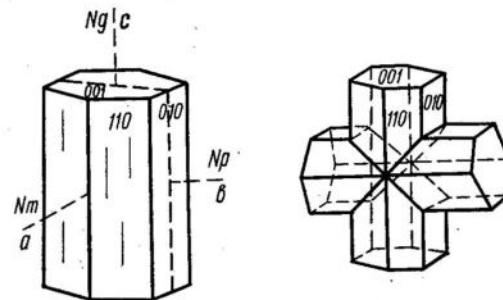


Рис. 69. Кристалл и двойник ставролита

срастается с дистеном; в таких сростках плоскость (010) ставролита параллельна плоскости (100) дистена. Спайность ставролита несовершенная по (010). Цвет в шлифах желтый. Плеохроизм по Ng — оранжево-желтый, по Nm — светло-желтый, по Nr — желтоватый, почти бесцветный. Схема абсорбции: $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Nr}$. Иногда наблюдается слабо выраженная структура песочных часов, образовавшаяся в результате различного содержания изоморфных примесей; $n_g = 1,752—1,761$, $n_m = 1,745—1,753$, $n_p = 1,739—1,747$; $n_g - n_p = 0,012—0,014$; $2V = 82—90^\circ$ с положительным знаком; дисперсия $r > v$, сильная.

Ставролит — типичный минерал кристаллических сланцев, среднетемпературных фаций, где он ассоциирует с гранатом, биотитом, мусковитом, дистеном и кварцем. При выветривании ставролит переходит в осадок без разложения и потому встречается в тяжелой фракции осадочных пород. Диагностируется он без труда благодаря характерной желтой окраске и наличию крестообразных двойников.

Хлоритоид —

$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$ —, при значительном содержании Mg минерал называется сисмондитом, а разновидность, обогащенная Mn, — отрелитом. Сингония моноклинная или триклиническая. Хорошо ограниченные таблитчатые кристаллы редки. Обычно наблюдается в неправильных зернах, переполненных включениями других минералов. Агрегаты листоватые. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по

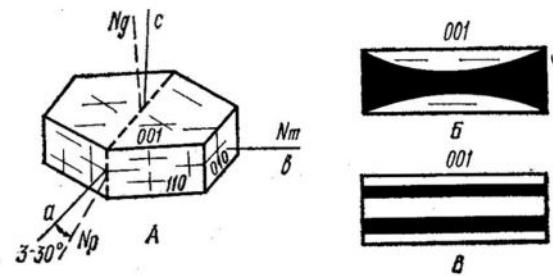


Рис. 70. Хлоритоид: A — кристалл; Б — разрез со структурой песочных часов; В — разрез с полисинтетическими двойниками

(110), отдельность — по (010). Характерны полисинтетические двойники, срастающиеся по (001). Оптическая ориентировка изменчива: плоскость оптических осей может быть параллельна или перпендикулярна (010). Ng образует угол с перпендикуляром к (001) от 2 до 30°, в связи с чем удлинение разрезов отрицательное и погасание косое (рис. 70). Цвет хлоритоида в шлифах по Ng светло-желтый или бесцветный, по Nm — серо-синий, по Nr — сине-зеленый. Схема абсорбции: $\text{Ng} < \text{Nm} > \text{Nr}$. Окраска иногда распределяется неравномерно, в виде фигуры песочных часов. Светопреломление и двупреломление варьируют значительно в связи с изменением химического состава, $n_g = 1,723—1,740$, $n_m = 1,719—1,734$, $n_p = 1,713—1,730$; $n_g - n_p = 0,006—0,022$; угол оптических осей в большинстве случаев положительный — от 45 до 68°, но наблюдался также отрицательный, пределы колебания его около оси Ng от 36 до 125°. Хлоритоид обладает сильной дисперсией $2V(r > v)$ осей ин-

дикатрисы и силы двупреломления, что обуславливает неполное погасание некоторых разрезов и появление аномальных, серовато-сизых цветов интерференции.

Благодаря характерным особенностям (высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность, плеохроизм, полисинтетические двойники, низкое двупреломление, сильная дисперсия), хлоритоид диагностируется достаточно определенно. Разновидности с низкими аномальными интерференционными окрасками, похожие на хлорит при скрещенных николях, легко отличаются от последних при одном николе по высокому светопреломлению.

Хлоритоид довольно часто присутствует в филлитах и кристаллических сланцах, образованных за счет метаморфизма глинистых пород, богатых алюминием и железом и бедных кальцием и щелочами. Он характерен для пород, метаморфизованных в условиях более низкотемпературных, чем ставролит.

Кордиерит — $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$. Содержание Mg и Fe колеблется в широких пределах. Большинство кордиеритов обогащено магнием; железистые кордиериты встречаются редко. В качестве примеси в составе кордиеритов присутствуют Fe^{3+} , Mn, Ti, Ca, Na, K. Во всех природных кордиеритах наблюдается также значительное, но колеблющееся содержание H_2O . Почти все природные кордиериты ромбические (псевдогексагональные), за исключением высокотемпературной гексагональной формы — индиалита, найденного в горелых породах угленосного бассейна. Кристаллы короткопризматического облика, однако чаще кордиерит встречается в форме неправильных зерен. Спайность несовершенная по (010), имеется отдельность по (001). Характерны для кордиерита двойники. Они могут быть простыми, но чаще встречаются полисинтетические или секториальные — тройники и шестерники. Плоскости срастания двойников — грани (110) и (130).

В обычных шлифах кордиерит бесцветный, в толстых шлифах можно наблюдать окраску и плеохроизм: железистый кордиерит по N_p — бесцветный, по N_g — фиолетовый, магнезиальный по N_p — светло-желтый или зеленый, по N_g — светло-голубой или фиолетово-голубой. Очень характерно для кордиерита присутствие плеохроирующих лимонно-желтых ореолов, окаймляющих включенные в него зерна циркона и некоторых других минералов.

Плоскость оптических осей в кордиерите совпадает с (100), ось N_p перпендикулярна к (001) (рис. 71). Оптические константы значительно варьируют, что обусловлено как изменением состава (главным образом, разным содержанием железа и воды), так и разной степенью упорядоченности структуры. В связи с этим определение состава кордиерита по оптическим свойствам затруднительно, однако установлено, что светопреломление железистых кордиеритов выше, чем магнезиальных. Показатели преломления варьируют: n_g — от 1,527 до 1,578, n_m — от 1,524 до 1,574, n_p — от 1,522 до 1,558. Двупреломление

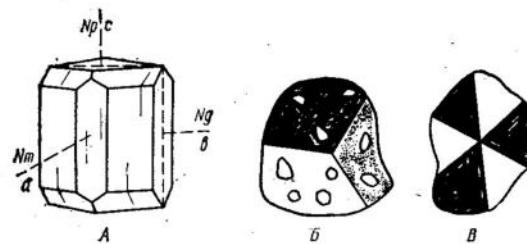


Рис. 71. Кордиерит: А — кристалл; Б — разрез тройника с включениями кварца; В — разрез шестерника

$n_g - n_p$ колеблется от 0,005 до 0,018. Угол оптических осей в большинстве кордиеритов отрицательный, обычно 65—85°, но встречаются и большие углы. Описаны также кордиериты с положительным оптическим характером. Дисперсия угла оптических осей слабая — $r < v$.

При изменении кордиерит замещается хлоритом, серицитом, тальком, зеленоватым изотропным веществом. Продукты изменения нередко имеют желтоватые и буроватые окраски благодаря присутствию гидроокислов железа. Очень характерно строение измененных кордиеритов с серицитом. Серицит заполняет трещинки и в разрезах имеет форму иголочек, ориентированных перпендикулярно к стенкам трещин. Такие измененные кордиериты называются *пинитами*.

В шлифах кордиерит имеет сходство с кварцем, нефелином, плагиоклазом, от которых отличается наличием плеохроичных ореолов, секториальными двойниками, продуктами изменения. От кварца и нефелина он отличается также двусостностью. Труднее отличить кордиерит от плагиоклаза и при отсутствии плеохроичных двориков

следует использовать толстые шлифы, в которых можно увидеть плеохроизм кордиерита. Кордиерит — типичный минерал роговиков, кристаллических сланцев и гнейсов, образовавшихся из глинистых осадков при высоком и среднетемпературном метаморфизме. Он обнаружен также в контамированных гранитах, норитах и андезитах и описан из некоторых пегматитов и кварцевых жил.

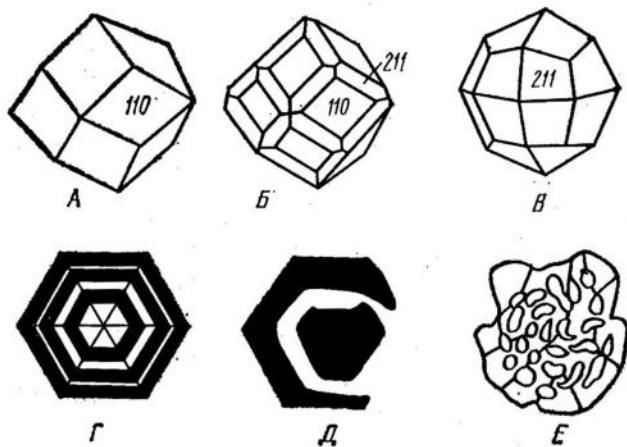


Рис. 72. Гранаты: А, Б, В — кристаллы; Г — разрез с двойниками; Д — разрез скелетного кристалла; Е — разрез с включениями

Группа граната. Гранаты имеют общую формулу $A_3B_2[\text{SiO}_4]_3$, где А — Mg, Fe²⁺, Mn, Ca и B — Al, Fe³⁺, Cr³⁺. Среди них выделяются минеральные виды двух изоморфных рядов: алюминиевого — пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) — $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и кальциевого — угандиты (уваровит, гроссуляр, андрадит) — $\text{Ca}_3(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]_3$. Известны также гранаты со значительным содержанием иных химических элементов, например Ti — шорломит, с некоторым содержанием воды — гидрогроссуляр и др.

Все гранаты кристаллизуются в кубической сингонии и образуют характерные кристаллы в виде тетрагон-триоктаэдров (большинство пиральспитов), ромбододекаэдров (обычно гроссуляр) или из комбинации этих двух форм (часто андрадит). Встречаются гранаты также в виде скелетных кристаллов, переполненных вклю-

чениями других минералов, а также в виде неправильных изометрических зерен с ситовидным строением (рис. 72). Спайность отсутствует. Альмандин и пироп всегда изотропны, спессартин может быть слабо анизотропным. Кальциевые гранаты нередко оптически аномальные — анизотропные, что особенно ясно проявляется в крупных кристаллах. Такие кристаллы обнаруживают серые цвета интерференции, секториальные двойники и, нередко, зональное строение. Гранаты разного состава отличаются по показанию преломления, плотности и цвету (табл. 5).

Таблица 5

Показатели преломления, плотность и цвет гранатов

Название	Состав	Показатель преломления	Плотность	Цвет в шлифе
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,714	3,58	Розовый
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,830	4,32	Розовый, бесцветный
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,800	4,19	Буро-розовый
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,734	3,59	Бесцветный
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,887	3,86	Желтоватый
Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$	1,860	3,90	Зеленый
Шорломит	$\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2[(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_4]_3$	1,86—2,00	3,88	Бурый
Гидрогроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot [\text{SiO}_4]_{1-m}[\text{OH}]_{4m}$	1,734—1,675	3,59—3,13	Бесцветный, мутный

Гранаты — широко распространенные минералы кристаллических сланцев и скарнов. Пиральспиты образуются при региональном метаморфизме глинистых пород при значительных давлениях, причем их железо-магнезиальные разновидности — самые высокотемпературные, а марганцевые — низкотемпературные. Кальциевые гранаты — гроссуляр, андрадит, гидрогроссуляр — характерные продукты контактового метасоматоза известняков, образующиеся в широком интервале давлений и температур, причем нижние пределы последних, достаточные для их возникновения, ниже, чем для других гранатов. Гидрогроссуляр — самый низкотемпературный минерал среди гранатов.

Некоторые гранаты находятся также в магматических породах. Так, в щелочных породах встречается шорломит, в гранитах и особенно в пегматитах — спессартин и альмандин, в кимберлитах — пироп. Так как гранаты —

стойкие минералы, они нередко находятся в составе тяжелой фракции осадочных пород. Под микроскопом гранаты имеют сходство со шпинелью, которая отличается от них тем, что образует октаэдрические кристаллы, дающие в разрезах треугольные и четырехугольные формы.

Стильпномелан — $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{0-1,4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn})_{5,9-8,2}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2[\text{OH}]_4[\text{O}, \text{OH}, \text{H}_2\text{O}]_{3,6-8,5}$ — слюдоподобный минерал моноклинной сингонии. Изучен недостаточно. Разности, богатые закисью железа, называются *ферrostильпномеланом*, богатые окисью железа — *ферристильпномеланом*. Образует пластинчатые псевдогексагональные кристаллы, листоватые и волокнистые агрегаты. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (010). В шлифах плеохроирует: по Ng и Nm имеет темно-зеленую или бурую окраску, по Nr — яркую, светло-желтую. Показатели преломления и двупреломление сильно колеблются в зависимости от состава. Для ферростильпномелана они меньше, чем для ферристильпномелана. Абсолютные значения их следующие: $n_g = n_m = 1,576 - 1,745$, $n_p = 1,543 - 1,634$; $n_g - n_p = 0,030 - 0,110$. Угол оптических осей отрицательный, близок к нулю. Плоскость оптических осей параллельна (010), Nr — перпендикуляр к (001), в связи с чем удлинение разрезов со спайностью положительное, погасание прямое.

Стильпномелан в шлифах имеет большое сходство с биотитом, от которого отличается менее совершенной спайностью по (001) и наличием второй несовершенной спайности по (010). Кроме того, для стильтпномелана характерен яркий желтый оттенок в окраске по Nr и очень темная окраска по Ng . Встречается он в регионально-метаморфизованных осадочных, пирокластических и магматических породах вместе с хлоритом, эпидотом, актинолитом, альбитом и марганцевым гранатом, а также в метаморфизованных железных рудах.

Группа хлоритов. Хлориты — это богатые водой магнезиальные и железистые алюмосиликаты со слоистой структурой. Состав их переменный. Общая формула — $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. В хлоритах наблюдается несколько видов изоморфизма: $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, $\text{SiMg} \rightarrow \text{Al}$, Al , $\text{SiMg} \rightarrow \text{AlFe}^{3+}$. В зависимости от состава (по величине общей железистости — Fe и содержанию кремния — Si в единицах кристаллохимической формулы) и с учетом парагенезисов К. Б. Кепежинская выделяет пять основ-

ных разновидностей хлоритов: *корундофилиты* ($\text{Fe} < 25\%$; $\text{Si} < 2,8$), *клинохлор-пеннини* ($\text{Fe} < 25$; $\text{Si} > 2,8\%$), *рипидолиты* ($\text{Fe} = 25 - 75\%$, $\text{Si} < 2,8$), *прохлориты* ($\text{Fe} = 25 - 75\%$; $\text{Si} > 2,8$) и *тюрингиты* ($\text{Fe} > 75\%$). Корундофилиты — самые глиноземистые хлориты, клинохлор-пеннини — магнезиальные, тюрингиты — самые железистые (рис. 73).

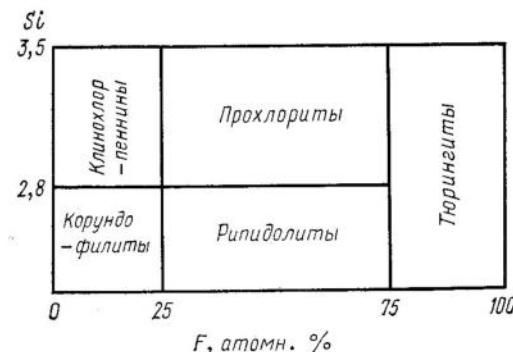


Рис. 73. Классификация хлоритов, основанная на парагенетическом принципе, по К. Б. Кепежинскому (1965)

В литературе широко используется также предложенное Чермаком разделение хлоритов на *ортокхлориты* (богатые магнием) и *лептохлориты* (богатые железом). Близко к этому предложение Хея, который различает *неокисленные хлориты* (с содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4\%$) и *окисленные хлориты* (с содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 4\%$). Дальнейшую классификацию Хея строит на основании содержания кремния и железистости (рис. 74).

Хлориты кристаллизуются в моноклинной сингонии. Облик кристаллов псевдогексагональный, пластинчатый; агрегаты листоватые, чешуйчатые. Спайность совершенная по (001). Наблюдаются двойники простые и полисинтетические, срастающиеся по (001). Плоскость оптических осей параллельна (010), а острая биссектриса почти перпендикулярна к (001). Поэтому, пользуясьзнаком удлинения разрезов, где видна спайность, можно определить оптический знак минерала; если знак удлинения положительный, угол оптических осей отрицательный, при отрицательном удлинении знак угла оптических осей положительный.

Характерная особенность хлоритов — зеленая окраска, обусловленная присутствием в их составе Fe^{2+} . В шлифах они также зеленые или почти бесцветные. Окрашенные разности отчетливо плеохроируют от зелено-го цвета до бесцветного. Как видно из данных рис. 74, светопреломление хлоритов возрастает с увеличением содержания железа и с уменьшением количества крем-

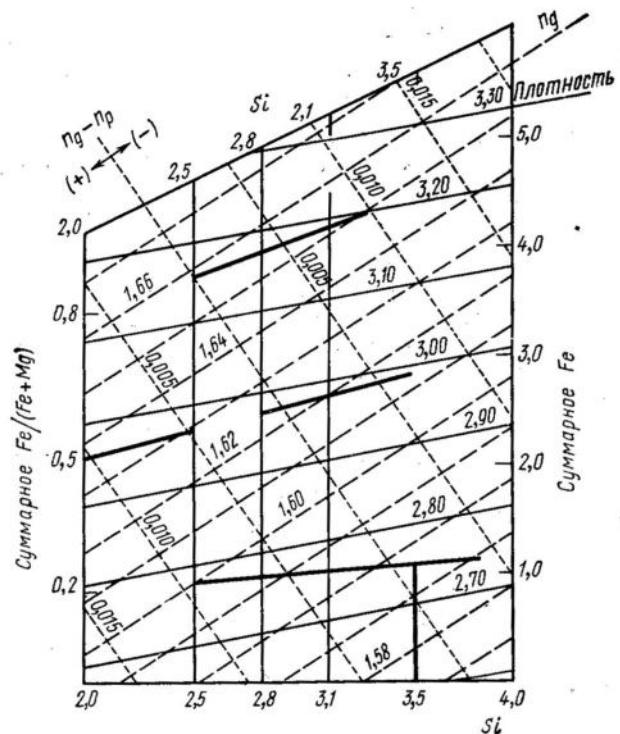


Рис. 74. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в неокисленных хлоритах по Хею (1954)

ния; $2V$ мал, двупреломление низкое, для магнезиальных хлоритов характерны аномальные интерференционные окраски.

Химизм хлоритов можно определить по некоторым оптическим свойствам. К. Б. Кепежинская вывел уравнение, связывающее общую железистость хлоритов (F) с величиной среднего показателя преломления: $F = 24 + 930$

$(n_m - 1,600) \pm 5,66$ атом. %. Для корундофилитов и клинохлор-пеннинов грубая оценка суммарного количества алюминия возможна по величине двупреломления: $\text{Al} = 1,82 + 70,16 (n_g - n_p)$. Ниже приведены некоторые приблизительные оптические константы пеннина, клинохлора и тюригита.

Пеннин имеет $n_m = 1,56 - 1,58$; $n_g - n_p =$ от 0 до 0,005; $2V$ очень малый, может быть с отрицательным и положительным знаком, дисперсия $r > v$. Характерна аномальная синяя или фиолетовая интерференционная окраска.

Клинохлор имеет $n_m = 1,58 - 1,59$; $n_g - n_p = 0,005 - 0,008$; $2V$ малый с положительным знаком; дисперсия $r < v$. Аномальная интерференционная окраска грязно-желто-зелено-серая, коричневая.

Тюригит имеет $n_m = 1,68$; $n_g - n_p = 0,014$; $2V = -30^\circ$; дисперсия $r > v$; схема абсорбции $Np < Nm = Ng$.

Ортохлориты образуются при разных метаморфических процессах. Они находятся как вторичные минералы в магматических породах, как главные минералы в филитах и зеленых сланцах, в породах оклорудного метасоматоза. Лептохлориты имеют осадочный генезис.

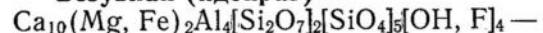
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ, БОГАТЫЕ КАЛЬЦИЕМ

Волластонит — CaSiO_3 — триклинический. Кристаллы пластинчатые, удлиненные по оси b , доскообразные; агрегаты радиально-лучистые, волокнистые. Спайность совершенная по (100) и несколько менее совершенная по (001) и (102), причем в разрезах, параллельных (010), угол между (100) и (001) равен $84^\circ 30'$, между (100) и (102) — 70° . Двойники срастаются по (100) и (001). Волластонит в шлифах бесцветный. Плоскость оптических осей (010) располагается перпендикулярно удлинению кристаллов, в связи с чем знак удлинения может быть положительным и отрицательным. Угол погасания cNp изменяется от 28 до 34° , вытянутые разрезы имеют почти прямое погасание: $bNm = 3 - 5^\circ$ (рис. 75); $n_g = 1,632 - 1,634$, $n_m = 1,630 - 1,632$, $n_p = 1,618 - 1,622$; $n_g - n_p = 0,014$; $2V$ — отрицательный, от 36 до 42° , дисперсия отчетливая — $r > v$.

Волластонит — контактово-метаморфический минерал, образующийся в карбонатных породах. В шлифах

он имеет некоторое сходство с tremolитом, который отличается от него положительным знаком удлинения, более высоким двупреломлением и большим углом оптических осей, а также дисперсией — $r < v$.

Везувиан (идокраз) —



(состав и структура изучены недостаточно полно). Сингония тетрагональная, кристаллы короткопризматические, агрегаты зернистые и радиально-лучистые. Спайность несовершенная по (110) и еще более несовершенная по (100) и (001). Везувиан в шлифах бесцветный

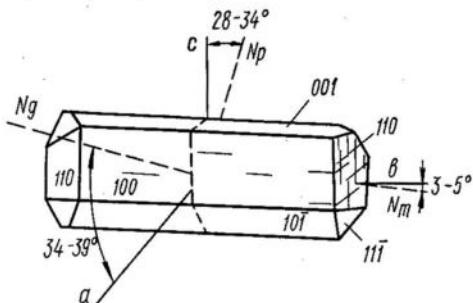


Рис. 75. Кристалл волластонита с ориентировкой оптической индикаторы

или желтоватый. Показатели преломления варьируют значительно в связи с разным содержанием Fe^{2+} и F, замещающих Mg и OH, а также из-за примесей Na, K, Mn, Fe^{3+} , Ti, Be и др. Установлено, что светопреломление везувиана повышается с увеличением содержания железа и титана, а двупреломление понижается с увеличением содержания гидроксила. По последним данным n_o колеблется от 1,703 до 1,752, n_e — от 1,700 до 1,746; $n_o - n_e = 0,001 - 0,008$.

Везувиан — одноосный оптически отрицательный минерал, но в некоторых разностях двупреломление уменьшается настолько, что минерал становится почти изотропным. Наблюдаются оптически положительные разности (*вилют*), описаны также двуосные везувианы с $2V$ до 65° . Везувианы с низким двупреломлением нередко положительные в свете с одной длиной волны и отрицательные в свете с другой длиной волны; в таких разностях наблюдается аномальная интерференционная окраска: густо-синяя, грязная оливково-зеленая, бурова-

то-сиреневая; она может распределяться зонально или пятнами.

Безувиан — типичный минерал kontaktово-метаморфических пород, возникших за счет известняков и доломитов. Имеет сходство с гранатом и цоизитом. От первого отличается формой кристаллов, двупреломлением; от последнего — несовершенной спайностью, отрицательным оптическим характером.

Скалолиты по химическому составу имеют много общего с плагиоклазами. Это — изоморфные смеси двух компонентов: $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ и $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]\text{CO}_3$. Натриевый компонент называется *мариалитом*, кальциевый — *мейонитом*. Обычно натриевые скалолиты содержат в качестве добавочного аниона Cl, а кальциевые — CO₃. В некоторых скалолитах Cl и CO₃ замещаются SO₄; кроме того, Cl может частично замещаться F и OH. Подобно плагиоклазам скалолиты классифицируются по процентному содержанию кальциевого компонента — мейонита. *Мариалитами* называют скалолиты, содержащие от 0 до 20% мейонита, *дипирами* — от 20 до 50%, *миоценитами* — от 50 до 80% и *мейонитами* — от 80 до 100%. Скалолиты, содержащие менее 20% или более 80% мейонита, встречаются редко, а чистые мариалит и мейонит в природе вообще не обнаружены.

Скалолиты кристаллизуются в тетрагональной сингонии. Кристаллы имеют длиннопризматический облик, агрегаты обычно зернистые. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (110). Скалолиты в шлифах бесцветны. Они одноосны и оптически отрицательны. Погасание прямое, удлинение отрицательное. Показатели преломления и двупреломление закономерно возрастают при увеличении в составе мейонита (рис. 76). Мариялит имеет $n_o = 1,546 - 1,550$, $n_e = 1,540 - 1,541$; $n_o - n_e = 0,004 - 0,008$; мейонит — $n_o = 1,590 - 1,600$, $n_e = 1,556 - 1,562$; $n_o - n_e = 0,024 - 0,037$.

Мариялит в шлифах имеет сходство с кварцем, от которого отличается наличием спайности и отрицательным оптическим знаком. Мейонит похож на мусковит и канкринит, но от первого его легко отличить по отрицательному удлинению, а от второго по более высокому светопреломлению. Кроме того, он отличается наличием двух систем трещин спайности.

Скалолиты встречаются в kontaktово-метасоматических породах, в богатых кальцием породах регионально-

го метаморфизма (есть предположение, что в более высокотемпературных фациях устойчивы скаполиты с более высоким содержанием мейонитового компонента), в метаморфизованных соляных отложениях (в таких породах скаполиты отличаются содержанием калия, который замещает часть натрия). В магматических породах скаполиты развиваются как вторичные минералы по плагиоклазам. Кроме того, они наблюдались в пустотах вулканических пород и в пегматитах.

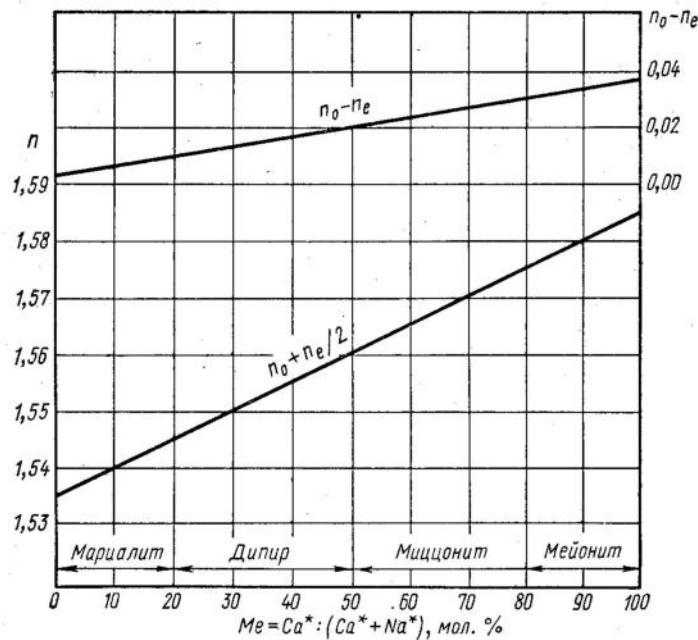


Рис. 76. Зависимость среднего показателя преломления $n_o + n_e$ и силы двупреломления ($n_o - n_e$) от химического состава в ряду скаполитов (У. А. Дир и др., 1966)

Пренит — $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{[OH]}_2$ — нередко содержит примесь Fe^{3+} . Кристаллизуется в ромбической сингонии. Часто встречается в виде агрегатов с радиально-лучистым строением. Отдельные зерна пренита имеют форму коротких призм и табличек, с совершенной спайностью по третьему пинакоиду (001) и с плохой по (100).

Двойники срастаются по (100), но, как правило, они чрезвычайно тонки и определяются лишь по наличию волнистого погасания зерен.

Пренит в шлифах бесцветный. Показатели преломления и сила двупреломления пренита возрастают с увеличением содержания в составе его Fe^{3+} и колеблются в следующих пределах: n_p — от 1,611 до 1,630, n_m — от 1,617 до 1,641, n_g — от 1,632 до 1,669; $n_g - n_p$ — от 0,022 до 0,039. Угол оптических осей положительный и довольно постоянный — 65—69°. Дисперсия ясная — $r > v$. В связи с расположением оси индикаторы Ng перпендикулярно к (001) разрезы пренита с плохой спайностью имеют положительное удлинение, разрез с совершенной спайностью — отрицательное удлинение. Погасание в обоих случаях прямое.

В шлифах пренит имеет сходство с цеолитом — томсонитом, от которого отличается более высоким преломлением и двупреломлением. Некоторое сходство он обнаруживает также с эпидотом, от которого отличается меньшим преломлением. Топаз, волластонит и андалузит, похожие на пренит при одном николе, отличаются низкими цветами интерференции. Встречается пренит в метаморфизованных известняках и граувакках, образует миндалины в базальтах, замещает плагиоклазы при гидротермальном изменении основных магматических пород.

Мелилит — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$ — по составу изоморфная смесь геленита — $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_7]$, окерманита — $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ и ферроокерманита — $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Нередко содержит примеси Na , K и Fe^{3+} . Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Кристаллы таблитчатые с совершенной спайностью по (001).

Мелилит в шлифах бесцветный. Оптические свойства значительно варьируют в связи с изменением состава: $n_o = 1,624—1,666$, $n_e = 1,616—1,661$; $n_o - n_e = 0,001—0,013$. Разности, богатые геленитовым компонентом, одноосные отрицательные; двупреломление чистого геленита 0,011. При содержании в мелилите 52 мол. % окерманита двупреломление его становится равным нулю ($n_o = n_e \approx 1,65$) и он является изотропным. Мелилиты, более богатые окерманитом, одноосные положительные; двупреломление их увеличивается до 0,008 в чистом окерманите. Железистый окерманит одноосный отрицательный. Светопреломление повышается с увеличением содержа-

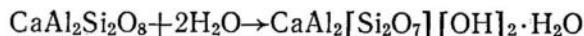
ния железа и уменьшается при замещении кальция натрием.

Оптические свойства мелилита могут изменяться в пределах одного кристалла. Иногда мелилиты зональны, нередко имеют аномальные синие интерференционные окраски. В шлифах они сходны с апатитом, везувианом, цоизитом, но апатит не имеет аномальных цветов интерференции и спайности, везувиан обладает более высоким светопреломлением, а цоизит двуосный. Мелилиты встречаются в контактово-метаморфизованных известняках и щелочных эфузивных и жильных породах (нефелин-мелилитовые базальты, альнеиты).

Лавсонит — $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{[OH]}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — ромбический, образует короткопризматические кристаллы, с совершенной спайностью по (010) и (001) и несовершенной по (110). Двойники простые и полисинтетические по (110). Лавсонит встречается в срастаниях с пумпеллиитовыми двойниками в виде «дубовых листьев». В шлифах он бесцветный или слабо окрашен: по N_p — синий или буровато-желтый, по N_m — желтовато-зеленый или синевато-зеленый, по N_g — бесцветный или желтоватый; $n_g = 1,684-1,686$, $n_m = 1,674-1,675$, $n_p = 1,665$, $n_g - n_p = 0,019-0,021$; $2V = 76-87^\circ$ положительный, дисперсия $r > v$, очень сильная.

В шлифах лавсонит имеет сходство с цоизитом, пренитом, мейонитом. От цоизита он отличается отсутствием аномальных интерференционных окрасок, более высоким двупреломлением и наличием двойников; от пренита и мейонита — более высоким светопреломлением; от мейонита его отличает также двуосность.

Лавсонит — типичный минерал низкотемпературного регионального метаморфизма вулканогенных и некоторых осадочных пород песчано-глинистого состава. Он встречается также как продукт соссюритизации габброидов, где образуется за счет аортитовой части плагиоклаза по следующей реакции:



Пумпеллиит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4]_2\text{O}[\text{OH}]_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — моноклинный. Образует волокнистые кристаллы, обычно слагающие радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). Двойники срастаются по плос-

костям спайности (001) и (100); по (001) они напоминают листья дуба.

Оптические свойства значительно колеблются в связи с непостоянством химического состава. В шлифах для него характерен плеохроизм. По N_g — минерал бесцветный или буровато-желтый, по N_m — синевато-зеленый, реже буровато-желтый, по N_p — бесцветный или светлый зеленовато-желтый. Схема абсорбции: $N_m > N_g > N_p$. Плоскость оптических осей обычно параллельна (010), но иногда перпендикулярна к ней. Угол, образованный осью a и малой осью индикаторы N_p , — от 4 до 32° . Показатели преломления колеблются в следующих пределах: n_g — от 1,688 до 1,721, n_m — от 1,680 до 1,716, n_p — от 1,678 до 1,703. Сила двупреломления $n_g - n_p$ изменяется от 0,010 до 0,018. Угол оптических осей имеет положительный знак, а величина его колеблется от 36 до 80° . Дисперсия очень сильная, в большинстве случаев $r < v$, но иногда $r > v$. Из-за сильной дисперсии погасание ряда разрезов неполное. Наблюдаются аномальные интерференционные окраски.

В шлифах пумпеллиит имеет сходство с актинолитом, хлоритом, клиноциозитом, цоизитом и лавсонитом. От двух первых минералов он отличается более высоким светопреломлением, от актинолита — еще и аномальной интерференционной окраской и положительным оптическим характером, а от хлорита — более высоким двупреломлением. От трех последних минералов пумпеллиит отличается плеохроизмом.

Пумпеллиит встречается в зеленых глаукофановых сланцах, образовавшихся при низкотемпературном региональном метаморфизме, а также в миндалинах базальтов и как продукт изменения плагиоклазов в спилитах.

Группа эпидота. К группе эпидота относится ромбический цоизит и моноклинные минералы — клиноциозит, эпидот, пьемонтит и ортит. Все эти минералы имеют метаморфический генезис; ортит, кроме того, встречается как акцессорный минерал магматических пород¹.

Цоизит — $\text{Ca}_2\text{AlAl}_2\text{O}[\text{SiO}_4]\text{[Si}_2\text{O}_7]\text{[OH]}$ — образует призматические кристаллы и шестоватые или зернистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и несовер-

¹ См. описание ортита в разделе «Аксессорные минералы магматических пород».

шенная по (001). Двойников нет, в шлифах бесцветный. По ориентировке оптической индикатрисы различают α -циозит, в котором плоскостью оптических осей является (100), и β -циозит с плоскостью оптических осей (010). Показатели преломления в β -циозите ниже, двупреломление выше, чем в α -циозите: $n_g = 1,697 - 1,725$, $n_m = 1,688 - 1,710$, $n_p = 1,685 - 1,705$; $n_g - n_p = 0,004 - 0,008$; угол оптических осей в α -циозите равен $45 - 60^\circ$, в β -циозите — $0 - 30^\circ$. Знак угла оптических осей положительный в обоих случаях; дисперсия в α -циозите $r > v$, в β -циозите — $r < v$. Очень характерная особенность циозита — наличие аномальных синих или буроватых тусклых цветов интерференции, обусловленных сильной дисперсией двупреломления.

Циозит отличается от клиноциозита наличием на любых разрезах прямого погасания, от эпидота — отсутствием окраски и меньшим двупреломлением, от везувиана — двусостью, положительным знаком и совершенной спайностью. Циозит находится в регионально-метаморфических породах (кальцито-циозито-слюдяных сланцах, циозитовых амфиболитах), контактово-метаморфизованных известняках и широко распространен как вторичный минерал в магматических породах, где он образуется по основным плагиоклазам в процессе их соссюритизации.

Клиноциозит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{OH}$ и **эпидот** — $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{OH}$ — представляют собой изоморфный ряд минералов, в котором от клиноциозита к эпидоту постепенно увеличивается содержание железа и в соответствии с этим меняются оптические свойства: растут показатели преломления, сила двупреломления, увеличивается угол оптических осей около оси Ng . Кристаллы имеют обычно призматический или таблитчатый облик. Агрегаты шестоватые, радиально-лучистые, зернистые. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). Двойники, срастающиеся по граням (100), полисинтетические, встречаются редко.

В шлифах клиноциозит бесцветный, эпидот обычно окрашен и плеохроирует. Эпидот по Ng — желтовато-зеленый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np — светло-желтый, почти бесцветный. Плоскость оптических осей (010). Угол cNp в клиноциозите $0 - 7^\circ$, в эпидоте $0 - 15^\circ$, угол aNg в клиноциозите $18 - 25^\circ$, в эпидоте $25 - 30^\circ$ (рис. 77). По длине кристаллов лежит Nm , поэтому раз-

резы могут иметь как положительное, так и отрицательное удлинение. Светопреломление и двупреломление колеблются в следующих пределах: $n_g = 1,690 - 1,734 - 1,797$, $n_m = 1,674 - 1,725 - 1,784$, $n_p = 1,670 - 1,715 - 1,751$; $n_g - n_p = 0,005 - 0,015 - 0,049$. Первая цифра характеризует чистый клиноциозит, почти не содержащий железа, средняя — клиноциозит, в котором имеется 15 мол. %

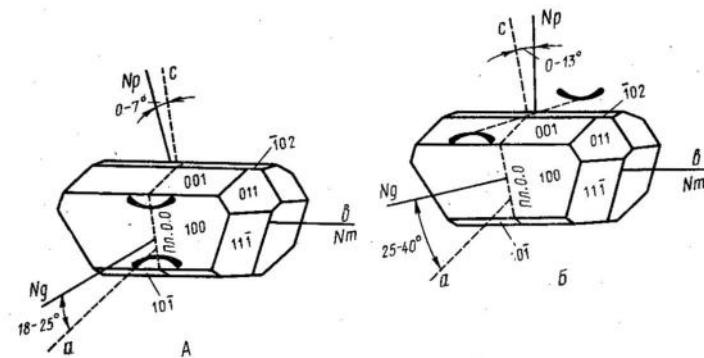


Рис. 77. Кристаллы: *A* — клиноциозита, *B* — эпидота

$\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{OH}$, последняя — чистый эпидот. Все клиноциозиты положительные с $2V$ от 14 до 90° , эпидоты отрицательные с $2V$ от 90 до 64° . Дисперсия в клиноциозите $r < v$, в эпидоте $r > v$, сильная. Нередко клиноциозиты — эпидоты зональные. Очень характерна для эпидота яркая, пестрая интерференционная окраска, различная в разных участках одного зерна. На разрезах, перпендикулярных оптической оси или близких к ним, эпидот обнаруживает аномальную интерференционную окраску, сходную с синими, бурыми интерференционными цветами циозита. Чтобы не принять такие разрезы эпидота за циозит, следует получить на них интерференционную фигуру и определить оптический знак, положительный для циозита и отрицательный для эпидота.

В шлифах эпидот похож на моноклинный пироксен, от которого отличается отрицательным оптическим знаком, отсутствием пироксеновой спайности, плеохроизмом, прямым погасанием на удлиненных разрезах (вытянутых вдоль оси b).

Эпидотовые минералы широко распространены в метаморфических породах. Они образуются при региональном метаморфизме известково-глинистых осадочных пород и основных магматических пород, при контактовом метаморфизме известняков, при метасоматических процессах. В магматических породах встречаются как вторичные образования, развивающиеся по полевым шпатам, роговой обманке, биотиту.

Пьемонтит —

$\text{Ca}_2(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{AlO}[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{SiO}_4\text{OH}$ — моноклинный, в призматических кристаллах с совершенной спайностью по (001). Двойники по (100) полисинтетические, редки. В шлифах окрашен и плеохроирует. По Ng — малиново-красный, по Nm — красновато-фиолетовый, по Np — желтый. Плоскость оптических осей (010). Угол $cNp = 2-9^\circ$, $aNg = 27-32^\circ$; $n_g = 1,762-1,829$, $n_m = 1,750-1,807$, $n_p = 1,732-1,794$; $n_g - n_p = 0,025-0,073$; $2V = 64-85^\circ$, положительный. В шлифах пьемонтит легко определяется по характерной окраске. Встречается он в некоторых серицитовых сланцах, в пустотах и жилах вулканических пород и в месторождениях марганца, где он метасоматического происхождения.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ, БОГАТЫЕ МАГНИЕМ

Периклаз — MgO — кубический. Содержит примеси Fe , Zn , Mn . Образует кристаллы с совершенной спайностью по кубу (001) и с несовершенной по октаэдру (111). В шлифах бесцветный. Показатель преломления 1,735. Периклаз — характерный минерал, образующийся при высокотемпературном контактовом метаморфизме доломитов и доломитизированных известняков. Нередко он окружен и замещен бруситом, который образуется при гидратации периклаза. В шлифах диагностируется без особого труда по кубической спайности, высокому рельефу и шагреневой поверхности и изотропности.

Брусит — $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ — в качестве примеси содержит Fe и Mn . Кристаллизуется в тригональной сингонии. Образует пластинчатые кристаллы, листоватые и волокнистые агрегаты. Спайность весьма совершенная по (0001). Цвет белый, серый. В шлифах брусит бесцветный; $n_o = 1,559$, $n_e = 1,580$; $n_o - n_e = 0,021$. Весьма характерно наличие тусклых аномальных интерференционных окрасок.

Удлинение отрицательное. Оптический знак положительный. Минерал обычно одноосный, изредка аномальный, имеет небольшой угол оптических осей. Тонковолокнистые разности (немалит) ромбической сингонии имеют угол оптических осей от 20 до 42° и также оптически положительные. Брусит часто замещает периклаз. В шлифах похож на гипс, от которого отличается большими светопреломлением и двупреломлением. Встречается брусит в контактово-метаморфизованных доломитах и доломитизированных известняках и в серпентинитах.

Тальк — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{OH}_2$ — моноклинный. Изредка образует псевдогексагональные таблитчатые кристаллы, как правило, встречается в чешуйчатых, листоватых массах. Спайность весьма совершенная по (001). Двойников нет. В шлифе тальк бесцветный; $n_g = 1,589-1,600$, $n_m = 1,589-1,594$, $n_p = 1,539-1,550$; $n_g - n_p = 0,050$; $2V$ отрицательный — от 0 до 30° ; $r > v$; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), ось Np перпендикулярна к (001), погасание прямое, знак удлинения разрезов положительный. Тальк по оптическим свойствам очень похож на пирофиллит, мусковит и серицит. Отличить его можно при точном определении показателей преломления и угла оптических осей, которые для талька имеют меньшие значения. Образуется при региональном, контактовом и околоврудном метаморфизме ультраосновных пород и доломитов и находится в сланцах, лиственитах, силикатных мраморах.

Группа гумита. В этой группе четыре минерала — норбергит — $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ — ромбический, хондродит — $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ — моноклинный, гумит — $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ — ромбический и клиногумит — $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ — моноклинный. Все они близки по химизму, все могут содержать примеси Fe , Ti , Mn и некоторых других элементов; все имеют сходную структуру, оптические свойства и парагенезис. Они встречаются только в силикатных мраморах и скарнах, образовавшихся за счет метаморфизма известняков и доломитов. Для всех минералов характерен изометричный облик, несовершенная спайность по (100), отсутствие двойников для ромбических — норбергита и гумита и постоянное двойникование, часто полисинтетическое, по (001) для моноклинных — хондродита и клиногумита. Все минералы в шлифах обнаруживают слабый, но характерный плеохроизм со схемой абсорбции $Np > Nm > Ng$. Окраска

Таблица 6

Оптические свойства минералов группы гумита

Название	Состав	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	+2V	Дисперсия	Угол cNp
Норбергит	$Mg_2SiO_4Mg(OH, F)_2$	1,590—1,539	1,567—1,579	1,563—1	0,026—0,027	44—50	r	0
Хондродит	$2Mg_2SiO_4Mg(OH, F)_2$	1,621—1,646	1,602—1,627	1,592—1	0,028—0,034	71—85	r	22—31
Гумит	$3Mg_2SiO_4Mg(OH, F)_2$	1,639—1	1,675—1	1,619—1	0,029—0,032	65—84	r	0
Клиногумит	$4Mg_2SiO_4Mg(OH, F)_2$	1,662—1	1,674—1	1,641—1	0,028—0,041	73—76	r	9—15

по Ng бледно-желтая до бесцветной, по Nm — светло-желтая, по Np — золотисто-желтая. Другие оптические свойства приведены в табл. 6.

Минералы группы гумита часто замещаются серпентином, хлоритом и кальцитом. В шлифах они имеют сходство со ставролитом, от которого отличаются меньшим светопреломлением, более высоким двупреломлением и схемой абсорбции. Кроме того, ставролит и минералы группы гумита находятся в разных породах: ставролит — минерал кристаллических сланцев, гумиты — минералы метаморфизованных доломитов и доломитизированных известняков. Различить в шлифах отдельные минералы группы гумита друг от друга очень трудно. Можно отличить моноклинные минералы от ромбических по присутствию в первых двойников, а при наличии спайности также по косому погасанию. Норбергит от гумита отличается по более низкому светопреломлению и меньшему углу оптических осей, хондродит от клиногумита — по более низкому светопреломлению.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Шеелит — $CaWO_4$ — тетрагональный. Образует псевдооктаэдрические и дипирамидальные кристаллы, а также неправильные изометричные зерна. Спайность в шеелите по (111) совершенная. Характерны двойники прораста-

ния по грани (100) или по (110). Шеелит в шлифах бесцветный или сероватый за счет очень резко выраженной шагреневой поверхности; $n_e = 1,937$, $n_o = 1,920$; $n_e - n_o = -0,017$. Оптически положительный, одноосный. В шлифах легко диагностируется, так как имеет характерные оптические свойства. В очень мелких зернах имеет сходство с клиноцизитом, от которого отличается одноосностью. Встречается в скарнах.

Касситерит — SnO_2 — тетрагональный. Образует короткопризматические и дипирамидальные кристаллы, нередко встречается в округлых зернах. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (110). Характерны коленчатые двойники, срастающиеся по (011). В шлифах касситерит бесцветный или буроватый с зональным распределением окраски и с плеохроизмом. Окраска по No — светлая, зеленовато-желтая, по Ne — темная, красновато-бурая; $n_e = 2,093—2,098$, $n_o = 1,997—2,001$; $n_e - n_o = 0,096—0,097$. Оптически положительный, одноосный, изредка аномально двуосный. Касситерит в шлифах похож на титанит и рутил. От первого отличается одноосностью и меньшим двупреломлением, от второго — более низкими светопреломлением и двупреломлением. Встречается в грейзенах, а также в пегматитах и гранитах. Характерна ассоциация его с топазом, турмалином.

Топаз — $Al_2[SiO_4]F, OH_2$ — ромбический. Образует короткопризматические кристаллы, с совершенной спайностью по (001). В шлифах топаз бесцветный; $n_g = 1,616—1,638$, $n_m = 1,609—1,631$, $n_p = 1,606—1,629$; $n_g - n_p = 0,008—0,011$; $2V = 48—68^\circ$, положительный, дисперсия $r > v$. Величина показателей преломления уменьшается при увеличении содержания F, замещающего OH, тогда как $2V$ возрастает. В шлифах топаз похож на апатит и андалузит, но эти минералы оптически отрицательные и имеют отрицательное удлинение. Кроме того, апатит одноосный и без спайности, а андалузит имеет спайность в двух направлениях, по призме. Топаз — характерный минерал грейзенов и нередко встречается в гранитных пегматитах.

Графит — C — гексагональный. Встречается обычно в форме пластинчатых кристаллов с совершенной спайностью по (0001). Существует скрытокристаллическая разновидность графита — графитит и аморфная — шунгит, которые встречаются в виде бесформенных образо-

ваний. В шлифах графит непрозрачный и лишь в очень тонких срезах просвечивает зеленовато-серым цветом. В отраженном свете он имеет сильный металловидный блеск и серую окраску. Показатели преломления очень высокие, варьируют от 1,93 до 2,07. Графит — минерал метаморфического происхождения и характерен для метаморфизованных осадочных пород. Встречается также в небольших количествах в некоторых магматических породах и метеоритах.

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О СВЯЗИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СИЛИКАТОВ С ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ И ВНУТРЕННИМ СТРОЕНИЕМ

Выявление закономерных связей между главными оптическими свойствами минералов и их химическим составом и внутренним строением — наиболее важная проблема оптической минералогии. Она еще не решена полностью. Однако для ряда силикатов, в том числе для наиболее распространенных минералов земной коры — полевых шпатов, закономерная зависимость оптических свойств от их состава и структуры уже установлена. Главными оптическими константами минералов являются показатель преломления, величина двупреломления, осность и величина угла оптических осей, ориентировка оптической индикаторы и характер абсорбции света, обуславливающий окраску. Рассмотрим, как они связаны с химическим составом и структурой силикатов.

Показатель преломления. Абсолютный показатель преломления — отношение скорости света в пустоте к скорости света в данной среде — самая главная оптическая константа минералов.

Связь показателя преломления с плотностью и с составом минералов установлена уже давно. В. С. Соболевым еще в 1949 г. был опубликован график, показывающий зависимость среднего показателя преломления силикатов от плотности в связи с составом (рис. 78). Средние показатели преломления были вычислены, по предложению Д. С. Белянкина, как средние арифметические из трех показателей преломления: $\frac{n_g + n_m + n_p}{3}$

$$\text{для двуосных и из двух } \frac{n_o + n_e}{2} \quad \text{для одноосных минералов}$$

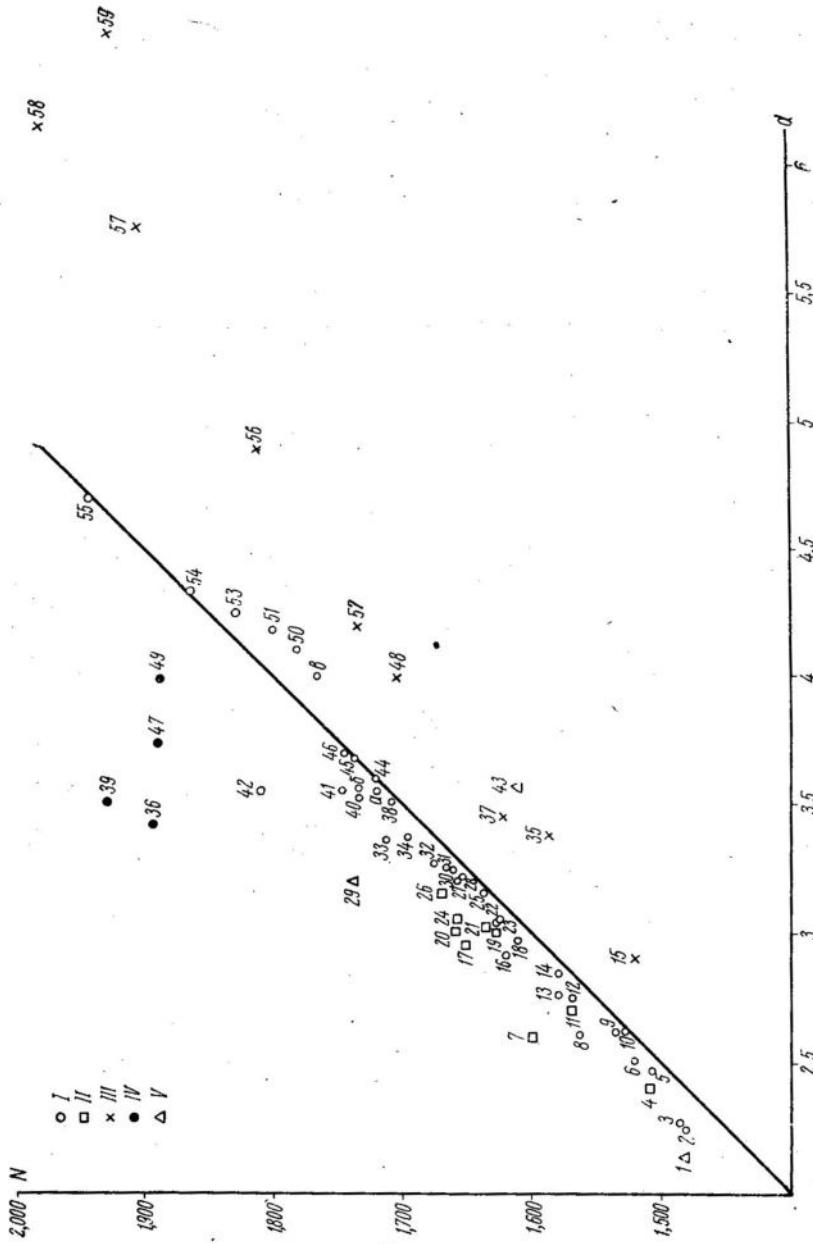


Рис. 78. Диаграмма зависимости среднего показателя преломления силикатов от плотности и состава (по В. С. Соболеву, 1949):

I — силикаты, содержащие наиболее распространенные катионы —Na^{+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , K^{+} , Ca^{2+} , а также Mn^{2+} , Fe^{2+} и Zr^{4+} , включая водные силикаты; II — силикаты с легкими элементами —Li^{+} , Be^{2+} , B^{3+} ; III — силикаты, содержащие тяжелые элементы — Zn^{2+} , Cs^{1+} , Ba^{2+} ; гедки земли: Pb 2^{+} , Bi^{3+} ; IV — силикаты, содержащие Fe^{3+} и Ti^{4+} ; V — силикаты с добавочными анионами, отличающимися рефракцией F^{1-} , S^{2-} , Cl^{1-} : I — содалит, 2 — настровит, 3 — анальцит, 4 — петалит, 5 — лейцит, 6 — адуляр, 7 — берtrandит, 8 — каолинит, 9 — нефелин, 10 — албигит, 11 — берилл, 12 — тальк, 13 — тальк, 14 — анортит, 15 — профиллит, 16 — волластонит, 17 — датолит, 18 — аントифиллит, 19 — данубиит, 20 — фенакит, 21 — турмалин, 22 — мартарит, 23 — турмалин магнезиальный, 24 — эвкалаз, 25 — андалузит, 26 — сподумен, 27 — монтанеллит, 28 — форстерит, 29 — гельвин, 30 — турумалин железный; 31 — скламит, 32 — диопсид, 33 — цоззит, 34 — жадлит, 35 — цельзиан, 36 — рамзит, 37 — гемморфит, 38 — пироп, 39 — сферен, 40 — гроссуляр, 41 — геденбергит, 42 — этирин, 43 — топаз, 44 — листен, 45 — родонит, 46 — ставролит, 47 — андралит, 48 — виллемит, 49 — изоморф, 50 — тифроит, 51 — спессартин, 52 — таленит, 53 — альмандин, 54 — фаялит, 55 — циркон, 56 — церит, 57 — ганомалит, 58 — эвлитин, 59 — аламозит, 60 — периклаз, 61 — корунд

ралов. На графике по оси абсцисс были отложены значения плотности, по оси ординат — значения показателя преломления. В соответствии с плотностью и средним показателем преломления на график нанесены точки, показывающие положение каждого силиката. Анализ графика позволил В. С. Соболеву сделать ряд важных выводов о характере преломления силикатов.

1. Точки, отвечающие наиболее распространенным силикатам (с катионами Na, K, Ca, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Zr), в составе которых нет добавочных анионов, а также тяжелых элементов V—X периодов Менделеевской таблицы и легких элементов II периода и Fe³⁺ и Ti⁴⁺, располагаются вдоль прямой, отвечающей уравнению $n_{cp} = 1 + +0,20d$ (d — плотность), т. е. удельная рефракция (0,20) оказывается для них почти постоянной. Удельная рефракция — это значение показателя преломления, приходящееся на единицу плотности. Некоторое рассеяние точек, наблюдаемое на графике, также связано с составом: выше прямой ложатся силикаты кальция (с удельной рефракцией до 0,21), а чуть ниже — силикаты марганца.

Приведенные данные позволяют вычислить приблизительный средний показатель преломления большинства силикатов, исходя из плотности их, и, наоборот, рассчитать приблизительную плотность, если известны показатели преломления. В качестве примера рассмотрим форстерит, который имеет плотность 3,22 и показатели преломления $n_g = 1,670$, $n_m = 1,651$, $n_p = 1,635$.

Средний показатель преломления форстерита, рассчитанный как среднее арифметическое, равен 1,652:

$$n_{cp} = \frac{1,670 + 1,651 + 1,635}{3},$$

а вычисленный по формуле, исходя из плотности и удельной рефракции, — 1,644 ($n_{cp} = 1 + 0,20 \cdot 3,22$). Плотность форстерита, рассчитанная из среднего показателя преломления, равна 3,26:

$$\left(d = \frac{1,652 - 1}{0,20} \right).$$

2. Силикаты наиболее легких элементов (Li, Be, B) обладают несколько большей удельной рефракцией (до

0,22), поэтому и точки, соответствующие им, находятся за пределами общей полосы, но вблизи нее.

3. Силикаты тяжелых элементов (Zn, Cs, Ba, Tr, Bi, Pb) имеют низкую удельную рефракцию, спускающуюся до 0,15—0,16.

4. Весьма сильное повышение удельной рефракции связано с присутствием в силикатах Fe³⁺ и Ti⁴⁺.

5. Присутствие добавочных анионов, не содержащих кислород, обычно резко отличающихся по своей рефракции от кислорода, сильно влияет на удельную рефракцию. В силикатах особенно важна роль F, обладающего очень низкой рефракцией. Все силикаты, содержащие F, имеют относительно низкие показатели преломления. Например, минералы топаз — Al₂[SiO₄]F, OH₂ и дистен — Al₂[SiO₄]O отличаются по химическому составу только тем, что в топазе содержится фтор, который находится на месте кислорода, входящего в состав дистена. Присутствие фтора приводит к понижению показателей преломления. Средний показатель преломления дистена 1,72, топаза — 1,62. Среди немногих минералов с очень низким показателем преломления находится флюорит — CaF₂; его показатель преломления равен 1,434.

Содержание в составе силикатов хлора приводит к повышению удельной рефракции (пример, содалит), и особенно значительное повышение показателей преломления наблюдается в присутствии S²⁻ (пример, гельвин).

Если проанализировать изменение показателей преломления силикатов, составляющих главные изоморфные ряды, можно констатировать, что при замещении Mg в их составе Fe²⁺ (форстерит — фаялит, энстатит — гиперстен, диопсид — геденбергит и др.) повышается средний показатель преломления приблизительно на 0,0025 на каждый весовой процент FeO, при замещении Al на Fe³⁺ (грессуляр — андрадит, жадеит — эгирии и др.) — на 0,004—0,005; при замещении Na на Ca (альбит — аортит) на один весовой процент CaO средний показатель преломления увеличивается на 0,0025. Введение в состав силикатов одного весового процента TiO₂ приводит к повышению среднего показателя преломления на 0,008, MnO на 0,002. При замещении OH на F на каждый весовой процент F средний показатель преломления понижается на 0,004.

Влияние структуры силикатов на величину показателей преломления в общем виде можно сформулировать

следующим образом: наибольшие показатели преломления имеют силикаты с наиболее плотной упаковкой с островной и цепочечной структурами, средние показатели преломления у силикатов ленточной, слоистой и кольцевой структур. Однако эти соотношения нарушаются, если в состав минералов входят добавочные слои гидроксила или катионы, обладающие высокой удельной рефракцией. Наиболее низкими показателями преломления обладают силикаты и алюмосиликаты каркасного типа, которые имеют наименее плотные упаковки и почти не содержат катионов Fe^{3+} , Ti^{4+} , сильно повышающих рефракцию. Величина среднего показателя преломления для них колеблется от 1,48 до 1,60, причем наиболее низкие показатели преломления характерны для каркасов с крупными пустотами, т. е. для алюмосиликатов с добавочными анионами и для цеолитов. Следует отметить, что при обезвоживании цеолитов показатель преломления уменьшается, так как объем и структура их при этом остаются без изменения.

Зависимость показателей преломления от структуры силикатов хорошо видна при сравнении двух минералов, имеющих сходный химический состав, но разную структуру. Так, альбит — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и жадеит — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ очень близки по составу, но альбит — каркасный алюмосиликат, имеет средний показатель преломления 1,532, а жадеит — цепочечный силикат со средним показателем преломления 1,660. В альбите алюминий входит в состав анионной группы и имеет четверную координацию, а в жадеите алюминий — катион с шестерной координацией. Понижение координационного числа алюминия, как и всякого другого химического элемента, несколько повышает его удельную рефракцию, однако вместе с этим происходит перестройка структуры химического соединения, приводящая к изменению его плотности. Незначительное увеличение показателя преломления при уменьшении координационного числа алюминия не может компенсировать резкое понижение его, возникающее за счет понижения плотности упаковки, поэтому альбит имеет более низкие показатели преломления, чем жадеит.

В изоморфном ряду плагиоклазов $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ плотность упаковки и, следовательно, средний показатель преломления, казалось бы, должны уменьшаться в направлении от альбита к аортиту. Од-

нако наблюдается более сложная картина. Здесь с заменой кремния на алюминий на месте Na появляется Ca, который обладает большей удельной рефракцией. Появление Ca не только компенсирует понижение показателя преломления, связанное с заменой части Si на Al, но и вызывает общее его повышение.

Величина двупреломления. Величина двупреломления — разность между наибольшим и наименьшим показателем преломления — наиболее ярко отражает оптическую анизотропию минералов.

Двупреломление связано со структурой минералов и с составом, с характером и распределением катионов. В. С. Соболев подчеркивает, что второй фактор (характер и распределение катионов) является главным, определяющим величину двупреломления.

Двупреломление повышается в присутствии катионов, обладающих высокой рефракцией, т. е. тех катионов, которые вызывают повышение показателей преломления силикатов. Такими катионами являются Ti^{4+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} . Повышение величины двупреломления отчасти вызывают также Zn^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} , хотя они и имеют низкую удельную рефракцию.

В. С. Соболев сформулировал следующее общее правило влияния различных катионов на величину двупреломления силикатов: наибольшее повышение двупреломления при замене катионов Mg или Al на Fe^{2+} и Fe^{3+} происходит обычно в том случае (за исключением минералов кубической плотнейшей упаковки с равномерным распределением катионов, которые всегда изотропны), когда такая замена не влечет за собой значительных изменений угла оптических осей или ориентировки индикаторы; при значительном изменении угла оптических осей и ориентировке индикаторы двупреломление повышается гораздо медленнее, а в некоторых случаях может даже понижаться. Например, в ряду флагопит — лепидомелан, где угол оптических осей изменяется мало, а ориентировка индикаторы сохраняется, замена MgO на FeO приводит к повышению двупреломления от 0,030 до 0,060, т. е. на каждый весовой процент FeO повышение равно 0,0008. Точно такое же повышение двупреломления (0,0008 на 1% FeO) наблюдается в ряду магнетит — сидерит. В ряду форстерит — фаялит или энстатит — гиперстен, где значительно изменяется величина

угла оптических осей, повышение содержания FeO на 1% вызывает увеличение двупреломления только на 0,0002.

Вхождение Fe_2O_3 и TiO_2 в состав минералов вызывает более резкое повышение величины двупреломления. Так, если угол оптических осей и ориентировка индикатрисы не изменяются, увеличение в составе минерала Fe_2O_3 на один весовой процент вызывает повышение двупреломления на 0,0025, а TiO_2 — на 0,0026.

В зависимости двупреломления от структуры главное значение имеет характер заполнения пространства кремнекислородными тетраэдрами, слагающими основу кристаллических решеток силикатов. В соответствии с характером расположения кремнекислородных тетраэдров в пространстве силикаты можно разделить на три главные группы: 1) с равномерным заполнением пространства в трех направлениях (каркасы), 2) с плоскостным расположением в двух направлениях (слои), 3) с линейным расположением в одном направлении (цепочки, ленты).

При равномерном заполнении пространства кремнекислородными тетраэдрами анизотропия оптических свойств проявляется значительно меньше, чем при плоскостном и линейном расположении. Поэтому каркасные алюмосиликаты, имеющие довольно однородное строение в трех направлениях и не содержащие, как правило, катионов высокой рефракции, характеризуются низким двупреломлением, почти всегда ниже 0,010 и лишь изредка до 0,015. Исключение составляют канкриниты и скаполиты с карбонатными анионами.

Линейное расположение кремнекислородных тетраэдров само предопределяет анизотропию, поэтому цепочечные и ленточные силикаты обладают большим двупреломлением, чем каркасные. Однако, если в этих силикатах присутствуют только катионы одного типа, например Mg (энстатит), двупреломление небольшое, но если имеются катионы разного типа, например Ca и Mg (диопсид), двупреломление достигает 0,020 и более, до 0,030, а в присутствии катионов с высокой рефракцией Fe^{3+} , Ti^{4+} (эгирин, керсунит) двупреломление становится еще больше, достигая 0,060—0,080.

Так как в слоистых силикатах анизотропия строения в двух направлениях выражена более резко, чем в линейных, величина двупреломления в них возрастает еще больше. Так, слюды всегда обладают высоким двупре-

ломлением, особенно, если среди катионов присутствует Fe . Но среди слоистых силикатов имеются такие, в строении которых участвуют добавочные слои гидроксила, например каолинит и хлориты. В таких слоистых силикатах двупреломление резко понижено.

Плоские мотивы строения подобно слоистым силикатам имеют минералы, содержащие в своем составе комплексные треугольные анионы, такие как $[\text{CO}_3]$, $[\text{NO}_3]$ или $[\text{BO}_3]$. Треугольные анионы располагаются в одной плоскости, образуя слои, соединяющиеся между собой катионами Ca , Mg , Fe . В связи с резким различием в плотности в направлении расположения слоев с анионами и перпендикулярно к ним величина двупреломления для этих минералов будет чрезвычайно большой. Именно таковы карбонаты, которые по сравнению с другими минералами обладают наибольшим двупреломлением.

Величина двупреломления силикатов островной структуры может быть самой различной (от нуля в гранатах до 0,140 в титаните) в зависимости от расположения тетраэдров в пространстве, а также от характера катионов.

Силикаты с радикалами кольцевого типа большей частью имеют низкое или среднее двупреломление — обычно до 0,010 и реже до 0,20, причем повышение двупреломления связано всегда с присутствием катионов высокой рефракции.

Осность и величина угла оптических осей. В отношении связи осности и величины угла оптических осей с составом и структурой минералов известно следующее.

1. Одноосная отрицательная индикатриса или малый отрицательный угол оптических осей характерны: а) для кристаллических решеток с треугольными анионами при их параллельном расположении (карбонаты); б) для решеток слоистого типа при малом содержании анионов $[\text{OH}]$ (слюды); в) для кристаллических решеток гексагонального типа с равномерным распределением катионов (корунд).

2. Одноосная положительная индикатриса или малый положительный угол оптических осей характерны: а) для кристаллических решеток с треугольными анионами, расположенными в разных плоскостях параллельно одной оси; б) при наличии прямолинейных цепочек заселенных полиэдров (рутин, силлиманит, циркон); в) для некото-

рых минералов слоистого строения со слоями [OH] (брюцит, некоторые хлориты).

3. У минералов, в решетке которых наблюдаются зигзагообразные цепочки или ленты заселенных полизидров, преобладают большие углы оптических осей разного знака.

В первых двух случаях изоморфная замена катионов даже разных типов очень мало отражается на угле оптических осей, тогда как в третьем случае угол оптических осей в изоморфных рядах изменяется в очень широких пределах. Для наиболее распространенного случая изоморфизма, замены Mg на Fe^{2+} , особенно характерно увеличение угла оптических осей по отношению к оси Ng: с увеличением в составе минерала Fe положительный угол оптических осей возрастает до 90° , а затем становится отрицательным. Например, в ряду оливинов чистый форстерит — $Mg_2[SiO_4]$ — имеет угол оптических осей, равный $+82^\circ$, при содержании 14% фаялита — $\pm 90^\circ$, а чистый фаялит — $Fe_2[SiO_4]$ — -46° . То же имеет место в ряду энстатит — гиперстен. В ряду диопсид — $CaMg[Si_2O_6]$ — геденбергит — $CaFe[Si_2O_6]$ угол оптических осей остается без изменения. В то же время в роговых обманках увеличение содержания Fe в составе минерала всегда приводит к закономерному уменьшению отрицательного угла оптических осей.

Катион Fe^{3+} действует на угол оптических осей также, как Fe^{2+} , но интенсивнее. Так, в моноклинных пироксенах, где замена Mg на Fe^{2+} не оказывается на величине угла оптических осей (ряд диопсид — геденбергит), появление в составе минерала Fe^{3+} вызывает значительное увеличение $2V$ около оси Ng. Так, в ряду диопсид — $CaMg[Si_2O_6]$ — эгирин — $NaFe[Si_2O_6]$ наблюдается изменение угла оптических осей от $+60$ до -60° .

При совместном участии Fe^{2+} и Fe^{3+} в составе минералов, например в щелочных роговых обманках (ряд глаукофан — рибекит), отрицательный угол оптических осей уменьшается до 0, а затем снова начинает увеличиваться, но уже в другой плоскости: Ng и Nm меняются местами.

При увеличении содержания Al в пироксенах и роговых обманках и даже при замене Mg на Al в слюдах наблюдается увеличение $2V$ около оси Np.

Ориентировка оптической индикаторы. В минералах одноосных отрицательных или имеющих небольшой отри-

цательный угол оптических осей Np располагается перпендикулярно к плоскости плотнейшей упаковки. В слоистых силикатах с минимальным содержанием [OH] Np перпендикулярна к слоям из кремнекислородных тетраэдров.

В минералах одноосных положительных или с малым положительным углом оптических осей Ng совпадает с направлением оси, параллельно которой расположены треугольные анионы, или с направлением прямолинейной цепочки полизидров, заселенных катионами.

В минералах с большими углами оптических осей положение оптической индикаторы относительно плоскостей плотнейшей упаковки может быть различным. В некоторых минералах можно заметить прямую связь оптической ориентировки с расположением катионов, наиболее сильно влияющих на преломление (титанит). В изоморфных рядах ориентировка индикаторы закономерно изменяется с изменением состава, а также с изменением степени упорядоченности в расположении ионов в кристаллической решетке.

Окраска силикатов. Окраску силикатов по интенсивности можно разбить на две группы: сильную — видимую в прозрачном шлифе и слабую — в шлифах незаметную. Сильные окраски по происхождению относятся к идиохроматическим, т. е. к собственным окраскам минералов. Они связаны или с содержанием хромофоров — ионов, вызывающих окраску, или с нарушением кристаллической решетки. Слабые окраски преимущественно аллохроматические, т. е. связанные с присутствием посторонних механических примесей, или псевдохроматические, т. е. ложные, вызванные явлениями интерференции света.

Главные хромофоры в силикатах — Fe^{3+} и Fe^{2+} . На втором месте стоят Ti^{4+} , Mn и Cr и на третьем — Ni, Cu, V, Co.

Наиболее сильный хромофор — катион Fe^{3+} . Он обусловливает появление красно-бурых окрасок. Fe^{2+} — более слабый хромофор; окраски, вызываемые им, имеют зеленые тона. Наиболее интенсивные окраски получаются при совместном участии Fe^{3+} и Fe^{2+} в составе силикатов и особенно в присутствии гидроксила. При этом результат может быть разным. Одновременное присутствие Fe^{3+} и Fe^{2+} может дать лишь переход от бурой окраски к зеленой. Это зависит от преобладания той или иной формы окисления железа. Например, в обыкновенной роговой

обманке при преобладании Fe^{2+} над Fe^{3+} появляется зеленая окраска, а в разностях, богатых Fe^{3+} , — бурая. В другом случае появляется качественно новая окраска. Например, в щелочной роговой обманке совместное присутствие Fe^{3+} и Fe^{2+} обуславливает появление синей окраски, отличной от зеленой и бурой, вызываемых теми же хромофорами в обыкновенной роговой обманке. В. С. Соболев объясняет это тем, что в обыкновенной роговой обманке имеется изоморфное замещение Fe^{2+} на Fe^{3+} , а в щелочной — Fe^{2+} и Fe^{3+} занимают особые места в кристаллической решетке. Синяя окраска некоторых турмалинов также, по-видимому, связана с определенным расположением катионов Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Титан — хромофор, стоящий на втором месте по распространенности, — вызывает появление фиолетовых окрасок (титан-авгит) или бурых и красно-бурых (титанит, титанистый биотит). Он более слабый хромофор, чем железо, и его влияние заметно проявляется лишь в присутствии гидроксила, особенно, если в составе минерала участвует также железо.

Хром вызывает как красные (рубин), так и зеленые (уваровит) окраски, но в силикатах он играет незначительную роль. Столь же ограничена роль марганца. Роль двухвалентного марганца как хромофора недостаточно выяснена. Трехвалентный марганец обуславливает появление малиново-красной окраски в пьемонтите. По мнению С. В. Грум-Гржимайло, красная окраска всех марганцевых минералов всегда связана с присутствием ионов трехвалентного марганца и даже в тех минералах, где в химической формуле указан лишь двухвалентный марганец (например, в родоните или родохрозите).

Никель мало распространен в силикатах. Он вызывает зеленую и желтую окраски. Ванадий в качестве хромофора мало изучен. Известно, что трехвалентный ванадий в слюде — роскоэлите — вызывает оливково-зеленую окраску, в диопсиде — зеленую. Ион меди вызывает зеленую или синюю окраску.

Кобальт — хромофор, занимающий последнее место по распространенности в силикатах. В шестерной координации он вызывает красную окраску, в четверной — синюю. Пока известен лишь один силикат с высоким содержанием кобальта — люсакит (кобальтовый ставролит), имеющий характерную синюю окраску.

Из других элементов, не входящих в главный ряд хромофоров, отметим редкие земли и цирконий, которые иногда обусловливают появление слабых буроватых окрасок. В. С. Соболев считает, что редкие земли и цирконий сами по себе, возможно, не определяют появления этих окрасок, а лишь усиливают действие других хромофоров.

Появление окраски в присутствии редких земель может быть обусловлено также метамиктным распадом. При метамиктном распаде происходит нарушение кристаллической решетки, что само по себе может привести к появлению окраски. К тому же типу окраски относятся плеохроичные ореолы, наблюдающиеся в ряде минералов — биотите, роговой обманке, кордиерите, хлорите, турмалине. Они возникают вокруг включений циркона, ортита, сфена и некоторых других минералов, содержащих в своем составе примеси радиоактивных элементов. Цвет ореолов в окрашенных минералах такой же, как и самого минерала, но интенсивность гораздо большая.

Вопрос о причине плеохроизма разработан очень слабо. В. С. Соболев на основании анализа накопленных фактов пришел к выводу, что для большинства обычных силикатов минимальная абсорбция отвечает направлению колебаний перпендикулярно плоскости плотнейшей упаковки и гораздо меньше зависит от распределения катионов, чем оптическая ориентировка. Так как в большинстве случаев таблитчатость или удлинение кристалла отвечает плоскости плотнейшей упаковки, для большинства минералов характерна так называемая биотитовая схема абсорбции, при которой максимальное поглощение света при прохождении световых колебаний параллельно удлинению. Обратная, так называемая турмалиновая схема абсорбции характерна для силикатов кольцевой структуры (турмалин, кордиерит), где удлинение перпендикулярно плоскости колец, а максимальная абсорбция наблюдается в плоскости колец. Такую же схему абсорбции имеют некоторые минералы, окрашенные титаном и марганцем (астрофиллит, манганофиллит и др.). Малую зависимость схемы абсорбции от ориентировки оптической индикаторы можно видеть в группе амфиболов, в которых вблизи кристаллографической оси c могут лежать любые оси индикаторы, но это не сказывается на схеме абсорбции.

Таковы главнейшие сведения о связи оптических свойств силикатов с их составом и структурой. Как видно

из изложенного, эти закономерные связи установлены еще не полностью. Они получены главным образом путем со-поставления измеренных оптических констант минералов с их составом и структурой. Дальнейшая задача заключается в том, чтобы на основании выявленных закономерностей получить экспериментальным путем те или иные силикаты с заранее заказанными оптическими свойства-ми. Но при постановке таких экспериментов встает еще один очень трудный вопрос, но несомненно самый интересный в оптической минералогии. Это вопрос, который можно, несколько упрощая его, сформулировать следую-щим образом: как влияют условия образования минера-лов на их оптические свойства.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СИЛИКАТОВ ПО ИХ ОПТИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ

В настоящее время неоспоримо доказано, что минера-лы, имеющие один и тот же состав, но образовавшиеся в разных условиях, должны иметь некоторые отличия в оптических свойствах. Установлено, что условия образова-ния минералов отражаются на их внутренней структуре, на упорядоченном или неупорядоченном расположении ионов в узлах кристаллической решетки.

Рентгеноструктурное изучение наиболее распространенных минералов земной коры — полевых шпатов — привело к необходимости различать среди них высокотем-пературные и низкотемпературные разности. Высокотем-пературные неупорядоченные плагиоклазы эфузивных пород и низкотемпературные упорядоченные плагиоклазы интрузивных пород, имеющие один и тот же химический состав, различаются по оптическим свойствам, главным образом, по ориентировке оптической индикаторы. Да-воно отмечено также, что натри-калиевые полевые шпаты молодых эфузивных пород — санидины и натри-кали-евые шпаты интрузивных пород — ортоклазы и микрокли-ны имеют различные углы оптических осей.

К настоящему времени накоплено значительное коли-чество данных, которые свидетельствуют, что не только внутреннее строение, но и химический состав породообра-зующих минералов, обуславливающий в первую очередь оптические свойства, также в определенной степени зави-сит от условий их образования.

В Институте геологии и геофизики Сибирского отделе-ния АН СССР под руководством академика В. С. Соболе-ва проводится обработка обширного фактического мате-риала по составу, свойствам и условиям образования

важнейших породообразующих минералов с использованием методов математической статистики. В результате этих работ выделены формационные и парагенетические типы ряда минералов, установлены зависимости их состава от состава вмещающих пород, температуры и давления при их образовании, выявлены закономерности распределения химических элементов в существующих минералах.

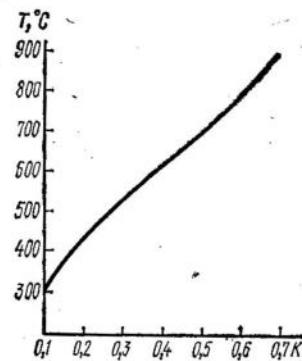


Рис. 79. График для определения температуры образования магматических горных пород по существующим полевым шпатам:

$$K = \frac{\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \text{ в щелочном полевом шпата}}{\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \text{ в плагиоклазе}}$$

(Соловьев, 1971)

Особенно значительные исследования влияния температуры, давления и химизма среды на составы существующих минералов проводятся в отделе метаморфизма и метасоматизма Института геологии рудных месторождений и геохимии АН СССР под руководством академика Д. С. Коржинского. Цель этих исследований — создание минералогических термометров и барометров, которые позволят по составу равновесных минералов определять температуру и давление, существовавшие при их образовании.

Впервые двуполевошпатовый геотермометр был предложен Бартом (рис. 79). Пользуясь его диаграммой, можно определить температуру образования пород, содержащих два полевых шпата. Для этого нужно рас-

считать величину K , равную отношению количества альбита в щелочном полевом шпата к альбиту в составе пластика, и по этому коэффициенту непосредственно на графике установить температуру.

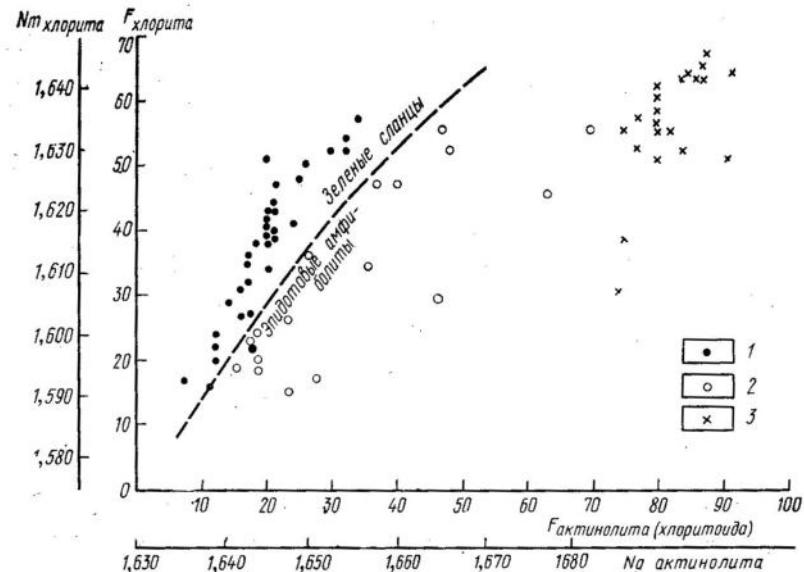


Рис. 80. Соотношение железистости в существующих парах хлорит — амфибол и хлорит — хлоритоид (Соболев, 1970):

1 — хлорит-амфибол из зеленых сланцев; 2 — хлорит-амфибол и 3 — хлорит-хлоритоид из пород эпидот-амфиболовой фации

$$F = \frac{100 \cdot (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})}{(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})}$$

На рис. 80 приведена диаграмма К. Б. Кепежинскаса, по которой можно ориентировочно оценить условия метаморфизма пород, определив показатели преломления существующих хлоритов и амфиболов.

На рис. 81 приведена диаграмма Л. Л. Перчука, показывающая зависимость состава существующих гранатов и пластика от температуры образования метаморфической породы. Л. Л. Перчуком (1971) установлено, что в метаморфических породах возрастание температуры вызывает перераспределение Fe^{2+} и Mg в существую-

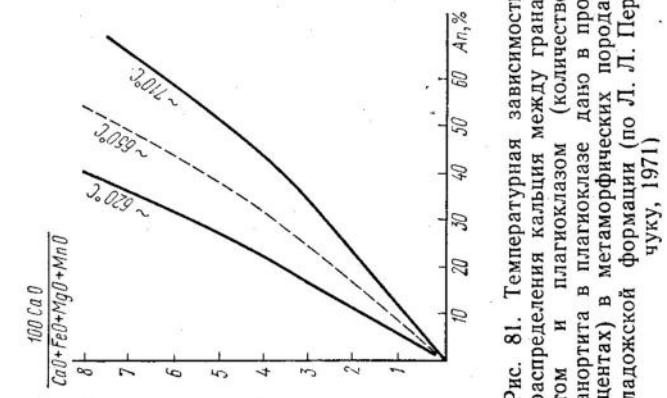


Рис. 81. Температурная зависимость распределения кальция между гранатом и плагиоклазом (количество анонита в плагиоклазе дано в процентах) в метаморфических породах чулодской формации (по Л. Л. Переложской, 1971)

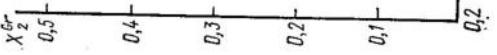


Рис. 82. Распределение магния между гранатом и биотитом в белых кальциевом породах различной степени метаморфизма, $X_2 = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (по Л. Л. Переложской, 1971):
1 — транзиты; 2 — приближенная граница между гранулитовой фацией и альмандин-амфиболитовой субфацией; 3 — низы альмандин-амфиболитовой субфации; 4 — ставролитовые сланцы; 5 — зеленые сланцы

щих силикатах таким образом, что Mg переходит из водосодержащих минералов в безводные, а Fe^{2+} — в водные минералы. Это хорошо видно на рис. 82, где показано распределение Mg между гранатом и биотитом в белых кальциевом породах различной степени метаморфизма.

Имеются также определенные данные, позволяющие утверждать зависимость состава минералов от давления, при котором они формировались. Так, установлено, что примесь алюминия в ромбических пироксенах тем больше, чем выше было давление при их образовании.

Несомненно, что дальнейшие исследования парагенезисов минералов приведут к более точному определению термодинамических условий формирования магматических и метаморфических пород. Первый шаг к этому — определение пордообразующих минералов в шлифах с помощью поляризационного микроскопа.

ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

Таблицы для определения пордообразующих минералов в шлифах составлены с учетом наиболее легко наблюдаемых оптических и кристаллографических свойств минералов.

В основу разделения прозрачных минералов на группы положено значение показателей преломления.

I группа — минералы с показателями преломления 1,41—1,51; табл. 7. Минералы, относящиеся к этой группе, характеризуются резким рельефом и шагреневой поверхностью. Световая полоска — полоска Бекке — при подъеме тубуса микроскопа перемещается с минерала на канадский бальзам. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетливый: бесцветные минералы в стыках с канадским бальзамом при одном николе окрашены в розоватый цвет.

II группа — минералы с показателями преломления 1,51—1,53; табл. 8. Шагреневая поверхность отсутствует. Рельеф слабый. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с минерала на канадский бальзам. Дисперсионный эффект отчетливый: бесцветные минералы при наблюдении без анализатора имеют розоватый оттенок.

III группа — минералы с показателями преломления

1,53—1,54; табл. 9. Шагреневая поверхность и рельеф отсутствуют. Световая полоска и дисперсионный эффект незаметны.

IV группа — минералы с показателями преломления

1,54—1,60; табл. 10. Шагреневая поверхность отсутствует. Рельеф слабый. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с канадского бальзама на минерал. Дисперсионный эффект отчетливый: бесцветные минералы в стыках с канадским бальзамом имеют голубовато-зеленоватый оттенок.

V группа — минералы с показателями преломления 1,60—1,65; табл. 11. Шагреневая поверхность и рельеф выражены отчетливо. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с канадского бальзама на минерал. Дисперсионный эффект отчетливый: бесцветные минералы в стыках с канадским бальзамом имеют голубовато-зеленоватый оттенок.

VI группа — минералы с показателями преломления 1,65—1,75; табл. 12. Шагреневая поверхность и рельеф выражены резко. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с канадского бальзама на минерал. Дисперсионный эффект (зеленоватый оттенок на бесцветных минералах в стыках с канадским бальзамом) выражен слабо.

VII группа — минералы с показателями преломления больше 1,75; табл. 13. Шагреневая поверхность и рельеф чрезвычайно резкие. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с канадского бальзама на минерал. Дисперсионный эффект не улавливается.

Каждая группа на основании характера двупреломления минералов разделена на 4 подгруппы (вертикальные графы таблиц).

1. Минералы, не имеющие двупреломления, — изотропные.

2. Минералы, имеющие аномальные цвета интерференции (индиго-синие, фиолетовые, грязно-бурые), с двупреломлением меньше 0,010.

3. Минералы, имеющие низкие цвета интерференции (серые, белые, желтые I порядка), с двупреломлением меньше 0,015.

4. Минералы, имеющие высокие цвета интерференции (красные I порядка, синие, зеленые, желтые II и других более высоких порядков), с двупреломлением больше 0,015.

Последующее разделение проведено по характеру индикатрисы: выделены одноосные и двуосные минералы, и в каждом случае оптически положительные и отрицательные.

Кристаллографические свойства минералов учтены в горизонтальных графах таблиц. По характеру спайности выделены следующие минералы: 1) с совершенной и весьма совершенной спайностью; 2) с несовершенной спайностью; 3) без спайности.

Дальнейшее разделение проводится по форме разрезов минералов в шлифах: 1) прямоугольные, изометричные; 2) сильноудлиненные¹, 3) бесформенные.

Разновидности, имеющие бесформенный облик, встречаются только среди минералов, лишенных спайности.

Разделение минералов на бесцветные и окрашенные осуществлено в таблицах с помощью указания на цвет окраски, который поставлен после названия окрашенного минерала, причем интенсивно окрашенные минералы выделены полужирным шрифтом. Названия слaboокрашенных или частично бесцветных минералов написаны обычным шрифтом с указанием цвета.

Определение свойств минерала для отыскания его в таблицах следует производить в следующем порядке: 1 — показатель преломления, 2 — характер двупреломления, 3 — спайность, 4 — окраска, 5 — форма разрезов, 6 — характер индикатрисы. В том случае, если определяемый минерал попадает в группу плагиоклазов, оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов, амфиболов, биотитов или вулканических стекол, состав его может быть уточнен с помощью данных, приведенных в тексте.

¹ Минералы, показанные в этой графе, обычно имеют длиннопрismaticкий габитус, но иногда могут быть также в другой форме.

Таблица 7

Первая группа минералов. Показатель преломления 1,41—1,51

Таблица 8

II группа минералов. Показатель преломления 1,51—1,53

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			Аномальные интерференционные цвета		одноосные двуосные		одноосные двуосные		одноосные двуосные	
			одноосные	двуосные	одноосные	двуосные	одноосные	двуосные	одноосные	двуосные
Спайность совершенная и весьма совершенная	Изометрические и прямые угольные									
	Сильноудлиненные									
	Изометрические и прямые угольные									
	Сильноудлиненные									
Спайность несовершенная	отсутствует	Изометрические и прямые угольные	Поллуцит							
	Сильноудлиненные									
	Бесформенные									

Монтмориллонит
(см. VI гр.)

Альбит
Гипс
Санддин

Микроклин
Ортоклаз

Канкринит
Магнезит

Ломонит
Сколецит
Цеолиты

Гипс

Сепиолит

Вулканические стекла с SiO_2 от 60 до 65%, бурые

Таблица 9

III группа минералов. Показатель преломления 1,53—1,54

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета		Низкие интерференционные цвета		Высокие интерференционные цвета	
			одно-осные	лево-осные	одноосные	левоосные	одноосные	левоосные
Спайность совершенная и весьма-ма совер-шенная	Изометричные и прямоугольные	Апо-филлит	+	-	+	-	+	-
Спайность несовер-шенная	Изометричные и прямоугольные						Гиалофан Плагиоклазы от № 5 до № 15 Серпентины зеленоватые Антиго-рит зеле-новатый	Верми-кулит бурый
Спайность отсутст-вует	Изометричные и прямоугольные						Томсонит	Ва-веллит
	Сильно-удлинен-ные						Хризотил зелено-ва-тый	Арагонит (см. VI гр.)
	Бесфор-менные						Хальце-дон	

Таблица 10

IV группа минералов. Показа тели преломления 1,54—1,60

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			одноосные		двоосные		одноосные		двоосные		одноосные		двоосные	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Спайность совершенная и весьма совершенная	Изометрические и прямоугольные		Бру- сит	Хлориты Делес- сит зеленый Клино- хлор зеленый	зеленые Диабан- тит зе- леный Пеннин зеленый	Алу- нит	Ска- поли- ты Мари- алит	Плагиоклазы от № 15 до № 100 Серпентины зеле- новатые	Алу- нит	Скаполи- ты Мейонит Стиль- пноме- лан бурый. зеленый	Ангид- рит Гидрагиллит	Мусковит Серицит Флогопит зеленый Пирофил- лит Тальк		
	Сильноудлиненные		Бру- сит											
Спайность несовершенная	Изометрические и прямоугольные	Зунит					Бе- рилл		Корди- рит					
	Сильноудлиненные							Хризотил зеленова- тый						
Спайность отсутствует	Изометрические и прямоугольные						Кварц							
	Сильноудлиненные													
	Бесформенные	Вулканиче- ские стекла с содерж. SiO_2 меньше 55 %, бурые Галлуазит												

Таблица 11

V группа минералов. Показатели преломления 1,60—1,65

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			одноосные		двоосные		одноосные		двоосные		одноосные		двоосные	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Спайность совершенная и весьма совершенная	Изометричные и прямоугольные				Прохлориты зеленые Грохауит зеленый Тюргингит зеленый	Эвдиаллит кармийновый Барит Топаз Целестин	Эвколит кармийновый Роговая обманка зеленая, бурая Кроссит фиолетово-фиолетовый, голубой Маргарит	Андалузит розоватый Биотит бурый, зеленый Стильпномелан бурый, зеленый	Сидерит (см. VII гр.) Сидерит (см. VII гр.) Биотит бурый, зеленый Стильпномелан бурый, зеленый	Паргасит зеленый Пренит	Глауконит зеленый Глаукофан синий, фиолетовый Иддингсит бурый, зеленый Нонтронит желтый			
	Сильноудлиненные							Муллит	Волластонит			Автофиллит Активолит зеленоватый Тремолит	Пектолит	
Спайность несовершенная	Изометричные и прямоугольные			Мелилит			Фторапатит	Данбурит			Гумит желтый Хондродит желтый		Лазулит голубой	
	Сильноудлиненные						Фторапатит							
Спайность отсутствует	Изометричные и прямоугольные									Турмалин желтый, бурый		Датолит		
	Сильноудлиненные									Турмалин желтый, бурый				
	Бесформенные													

Таблица 12

VI группа минералов. Показатели преломления 1,65—1,75

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			одноосные		двуосные		одноосные		двуосные		одноосные		двуосные	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Спайность совершенная и весьма совершенная	Изометричные и прямоугольные	Периклаз			Клиноциоизит Цоизит Пумпеллиит зеленый Хлоритоид синий, зеленый			Мервинит Энстратит Пироксены ромбические	Арфведсонит синий, зеленый Гиперстен розоватый, зеленоватый Дйстен горубой Рибекит синий, фиолетовый Родонит	Карбонаты Доломит Кальцит Магнезит (см. I группу)	Пироксены моноклинные Авгит буроватый Диопсид Омфацит зеленый Пижонит Титанавгит фиолетовый Слюдмен Диаспор	Баркевикит бурый Гастингсит зеленый, бурый Роговые обманки бурые, зеленые Эпидот желтовато-зеленый Иддингсит бурый		
	Сильноудлиненные				Пумпеллиит зеленый			Жадеит			Астрофиллит желтый Геденбергит зеленый Куммингтонит зеленоватый Силлиманит	Грюнерит бурый Дюмортьерит синий, розовый Эпидот желтовато-зеленый Жедрит		
Спайность несовершенная	Изометричные и прямоугольные	Гельвин желтый Шпинель розовая, синяя, зеленая	Вилюйт Безувиан Геленит				Хлорапатит	Ставролит желтый	Аксинит		Форстерит Оlivины	Монтичеллит Ортит бурый		
	Сильноудлиненные						Хлорапатит						Арагонит (см. III гр.)	

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			одноосные		двоосные		одноосные		двоосные		одноосные		двоосные	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Спайность отсутствует	Изометрические и прямоугольные	Гидрогранаты Гроссуляр Пироп розовый Поликраз бурый							Гидрогранаты Гроссуляр Серендибит голубой, зеленый		Турмалин синий, бурый			
											Турмалин синий, бурый			
	Сильноудлиненные													
	Изометрические и прямоугольные	Ловчорит желтый												

Таблица 13

VII группа минералов. Показатели преломления $>1,75$

Характер спайности минералов	Форма разрезов в шлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета			
			одноосные		двоосные		одноосные		двоосные		одноосные		двоосные	
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Спайность совершенная и весьма совершенная	Изометрические и прямоугольные	Сфалерит бурый					Торит буро-ватый Шееллит		Энигматит бурый*		Касситерит буро-ватый Ксенотим буро-ватый	Анатаз желтый, синий, зеленый Сидерит (см. V группу)	Монацит желтый Пьемонит малиновый	Эгирин зеленый Эпидот желтовато-зеленый

Продолжение таблицы 13

Характер спайности минералов	Форма разрезов в щлифах	Изотропные минералы	Аномальные интерференционные цвета				Низкие интерференционные цвета				Высокие интерференционные цвета				
			одноосные		двоусные		одноосные		двоусные		одноосные		двоусные		
			+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	
	Сильноудлиненные										Гетит буровый, желтый	Рутил буровый		Лампрофиллит желтый	Эгирин зеленый Эпидот желтовато-зеленый
Спайность несовершенная	Изометрические и прямоугольные	Пирохлор буровый Перовскит серый Плеонаст зеленый Никотит буровый									Циркон		Титанит буроватый	Ильвант зеленый, буроватый Фаялит	
	Сильноудлиненные														
Спайность отсутствует	Изометрические и прямоугольные	Андрадит Альмандин розовый Шорломит буровый Хромит буровый* Лопарит буровый*									Корунд синий	Гадолинит зеленый Андрадит			
	Сильноудлиненные										Людвигит зеленый, буровый*				
	Бесформенные	Лимонит буровый													

* Минерал полупрозрачный, просвечивает лишь при сильном освещении введении конденсора.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
 Брегг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Структура минералов. М., «Мир», 1967.
 Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
 Дана Э. С. Описательная минералогия (справочник). ОНТИ, М., 1937.
 Дир У. А., Хаус Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», т. 1—2, 1965, т. 3—5, 1966.
 Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии, т. III, М., «Мир», 1966.
 Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. Л. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
 Кепежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.
 Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971.
 Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., «Недра», 1965.
 Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Белянкин Д. С. Петрофикационные таблицы. ОНТИ, М., 1955.
 Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., «Госгеолтехиздат», 1955.
 Лучицкий В. И. Петрография, т. I. М.—Л., «Госгеолиздат», 1947.
 Марфуин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
 Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971.
 Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова Думка», 1966.
 Полевые шпаты. Сб. статей. М., ИЛ, № 1, 1952, № 2, 1956.
 Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1949.
 Типоморфизм минералов и его практическое значение. Под ред. Чухрова Ф. В. М., «Недра», 1972.
 Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
 Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970.
 Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
 Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.

- Авгит 28, 195
 Адуляр 81
 Акмит 31
 Аксинит 195
 Актинолит 41, 193
 Алунит 138, 191
 Альбит 59, 76, 186
 Альмандин 144, 198
 Амфиболы 33
 — моноклинные 35, 39
 — ромбические 35, 38
 Анальцим 91, 185
 Анатаз 197
 Ангидрит 130, 191
 Андалузит 135, 193
 Андрадит 144, 198, 199
 Аноксит 117
 Анортит 59
 Антигорит 15, 188, 191
 Антофиллит 38, 193
 Апатит 99, 195
 Апофиллит 188
 Арагонит 123, 189, 195
 Арфведсонит 50, 195
 Астрофиллит 195
 Барит 132, 193
 Бастит 15
 Баркевикит 47, 195
 Бемит 128
 Берилл 191
 Биотит 54, 193
 Брейнерит 124
 Боуллингит 16
 Бронзит 20
 Бруцит 158, 190
 Вавеллит 188
 Везувиан (идокраз) 150, 194
 Вермикулит 121, 188
 Виллюйт 150; 194
 Вишневит 184
 Волластонит 149, 193
 Вулканические стекла 98, 185, 187, 189, 190
 Гадолинит 199
 Галлит 132
 Галлуазит 118, 190
 Гармотом 184
 Гарниерит 13
 Гастингсит 44, 195
 Гаюин 91, 185
 Геденбергит 27, 195
 Гейландит 184
 Геленит 153, 194
 Гельвин 194
 Гематит 112
 Герцинит 110
 Гетит 126, 199
 Гиалофан 188
 Гиббсит 128
 Гидрагиллит (гиббсит) 128, 191
 Гидрогранаты 196, 197
 Гидрогроссуляр 144
 Гидроксиалапит 99, 129
 Гидрослюдя (иллит) 119
 Гиперстен 19, 20, 195
 Гипс 131, 186
 Глауконит 119, 193
 Глаукофан 49, 193
 Гранаты 144
 Графит 161
 Графитит 161
 Гроссуляр 144, 196, 197
 Грохауит 192
 Грюнерит 39, 195
 Гумит 159, 193
 Данбурит 193
 Датолит 193
 Делессит 190
 Десмин 184
 Диабантит 190
 Диаспор 129, 195
 Диккит 117, 191

Диопсид 27, 195
 Дипир 151
 Дистен (кианит) 136, 195
 Доломит 123, 184, 195
 Дравит 106
 Дюмортьерит 195

 Жадеит 31, 195
 Жедрит 38, 195

 Зунит 190

 Иддингсит 16, 193, 195
 Ильвант 199
 Ильменит 108
 Индиалит 142

 Кальцит 122, 184, 195
 Каинит 91, 186
 Каолинит 117, 191
 Карбонаты 122, 184, 195
 Карбонатапатит 129
 Караплит 132
 Касситерит 161, 197
 Кварц 94, 191
 Кварцин 97
 Керсит 46
 Клиновумит 159
 Клинохлор 149, 190
 Клинохлор-пеннин 147
 Клиноцизит 156, 194
 Коллофан 129
 Кордиерит 142, 191
 Корунд 139, 199
 Корундофилит 147
 Коэзит 98
 Кристобалит 96, 185
 Крокидолит 49
 Кроссит 49, 193
 Ксенотит 197
 Куммингтонит 39, 195
 Курскит 129

 Лавсонит 154
 Лазулит 193
 Лампрофиллит 199
 Лейцит 89, 185
 Лепидолит 57
 Лизардит 15
 Лимонит 126, 198
 Ловчоррит 196
 Ломонтит 186
 Лопарит 108, 198
 Людвигит 199

Магнезит 123, 186, 195
 Магнетит 111
 Мanganит 127
 Маргарит 193
 Мариялит 151, 191
 Мейонит 151, 191
 Мелилит 153, 192
 Мервинит 195
 Метагаллуазит 118
 Микроклин 76, 186
 Миццонит 151
 Монацит 105, 197
 Монтичеллит 195
 Монтмориллонит 120, 186, 188
 Муллит 193
 Мусковит 53, 191

 Накрит 117, 191
 Натролит 184
 Немалит 159
 Нефелин 88, 189
 Нозеан 90, 185
 Нонтронит 121, 193
 Норбергит 159

 Окерманит 153
 Оливины 10, 195
 Омфацит 30, 195
 Опал 97, 185
 Ортит (алланит) 104, 195
 Ортоклаз 76, 186
 Оттрелит 141

 Парагонит 53
 Паргасит 44, 193
 Пектолит 193
 Пеннин 149, 190
 Периклаз 158, 194
 Первоскит 108, 198
 Петалит 184
 Пижонит 26, 195
 Пикотит 110, 198
 Пирит 112
 Пироксены 17
 — моноклинные 19, 26, 195
 — ромбические 19, 20, 195
 Пиролюзит 128
 Пироп 144, 196
 Пирофиллит 138, 191
 Пирохлор 198
 Пирротин 112
 Плагиоклазы 59, 188, 191
 Плеонаст 110, 198
 Полевые шпаты 57

Поликраз 196
 Поллукит 187
 Пренит 152, 193
 Прохлориты 147, 192
 Псиолеман 127
 Пумпеллит 154, 194
 Пьемонтит 158, 197

 Ратовкит 107
 Рибекит 49, 195
 Рипидолит 147
 Роговая обманка обыкновенная
 43, 193, 195
 — базальтическая 45
 Родохрозит 124
 Родонит 195
 Рутил 109, 199

 Салиты 27
 Сандин 76, 186
 Сепиолит 187
 Серендибит 197
 Серицит 53, 191
 Серпентины 14, 188, 191
 Серпофит 15
 Сидерит 124, 193, 197
 Силлиманит 137, 195
 Сильвин 132
 Сисмондит 141
 Скаполиты 151, 191
 Сколецит 186
 Слюды 51
 Содалит 90, 185
 Спессартин 144
 Сподумен 32, 195
 Ставролит 139, 195
 Стильномелан 146, 191, 193
 Стишовит 98
 Сфалерит 196

 Тальк 159, 191
 Титанавгит 28, 195
 Титанит (сфен) 102, 199
 Титаномагнетит 111
 Томсонит 186, 188
 Топаз 161, 193
 Торит 197
 Тремолит 41, 193
 Тридимит 96, 185
 Турмалин 105, 193, 197
 Тюригит 147, 149, 192

 Уваровит 144
 Уралит 48

Фаялит 10, 199
 Фельдшпатиды 87
 Ферроактинолит 41
 Ферригиперстен 22
 Ферристильномелан 146
 Феррогастингсит 44
 Ферроокерманит 153
 Ферросалит 27
 Ферросилит 20, 22
 Филлипсит 184
 Флогопит 53, 191
 Флюорит 107, 184
 Форстерит 10, 195
 Франколит 129
 Фторапатит 99, 129, 193
 Фуксит 53

Халцедон 97, 189
 Хлорапатит 99, 195
 Хлориты 146, 190
 Хлоритоид 141, 194
 Хлорофейт 17
 Хондродит 159, 193
 Хризотил 14, 189, 191
 Хромит 111, 198

Целестин 131, 193
 Цельзиан 191
 Цеолиты 92, 184, 186
 Циркон 101, 199
 Цойзит 155, 194

Чемакит-феррочемакит 43

Шеелит 160, 197
 Шерлит (шерл) 106
 Шорломит 144, 198
 Шпинель 110, 194
 Шунгит 161

Эвдиалит 193
 Эвколит 193
 Эвлит 22
 Эгирин 31, 197, 199
 Эгирин-авгит 31
 Эделит-ферроэденит 43
 Эльбант 106
 Энгматит 197
 Энстатит 20, 195
 Эпидот 155, 195, 197, 199.

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О СВЯЗИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СИЛИКАТОВ С ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ И ВНУТРЕННИМ СТРОЕНИЕМ	163
НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СИЛИКАТОВ ПО ИХ ОПТИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ	177
ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ	181
Литература	200
Указатель минералов	201

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие ко второму изданию	3
Предисловие к первому изданию	3
МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	5
Главные минералы магматических горных пород	10
Группа оливина	10
Группа пироксенов	17
Ромбические пироксены	20
Моноклинные пироксены	26
Группа амфиболов	33
Ромбические амфиболы	38
Моноклинные амфиболы	39
Группа слюд	51
Группа полевых шпатов	57
Плагиоклазы	59
Натри-калиевые (щелочные) полевые шпаты	76
Фельдшпатоиды	87
Группа цеолитов	92
Минералы кремнезема	94
Вулканические стекла	98
Аксессорные минералы магматических горных пород	99
МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ	114
Глинистые минералы	115
Группа карбонатов	122
Гидроокислы железа	126
Гидроокислы и окислы марганца	127
Гидроокислы алюминия	128
Фосфаты	129
Сульфаты	130
Хлориды	132
МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ	133
Метаморфические минералы, богатые алюминием	135
Метаморфические минералы, богатые алюминием, железом и магнием	139
Метаморфические минералы, богатые кальцием	149
Метаморфические минералы, богатые магнием	158
Аксессорные минералы метаморфических пород	160

ДАМИНОВА АСИЯ МИСТАХУТДИНОВНА

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ
МИНЕРАЛЫ**

Редактор Шагирова И. М.

Художник Митурич С. В.

Художественный редактор Коленкова Т. А.

Технический редактор Григорчук Л. А.

Корректор Самофатова Р. И.

Т—07338 Сдано в набор 19/XII—73 г.
Подп. к печати 20/IV—74 г. Формат 84×108^{1/32}.
Бум. тип. № 2 Объем 6,5 печ. л.+вкл. 0,2 печ. л.
11,26 усл. п. л. 10,84 уч.-изд. л. Изд. № Е-249
Тираж 10 000 экз. Цена 38 коп.

План выпуска литературы
издательства «Высшая школа»
(вузы и техникумы) на 1974 год. Позиция № 96
Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14,
Издательство «Высшая школа»

Московская типография № 8
«Союзполиграфпром»
при Государственном комитете
Совета Министров СССР
по делам издательства, полиграфии
и книжной торговли,
Хохловский пер., 7. Зак. 4038.

Издательство «Высшая школа» выпустит в свет в 1975 году для студентов геологических специальностей вузов учебник и учебные пособия:

Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Учебник. Изд. 3-е, перераб. и доп. 23 л., 1 р. 16 к. В пер.

Учебник содержит сведения о процессах возникновения различных типов подземных вод, закономерностях их распределения, о составе вод и связи их с рельефом, с характером отложений и тектоническим строением местности.

В книге (2-е изд. вышло в 1966 г.) излагаются основы инженерной геологии, подчеркивается связь гидрогеологии и инженерной геологии с другими науками. Кратко рассматриваются вопросы водоснабжения, орошения, осушения и строительства в различных геологических и гидрогеологических условиях.

Предназначается для студентов геологических специальностей вузов. Может быть использован специалистами-геологами, инженерами-строителями и студентами строительных вузов.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Учебное пособие. Изд. 2-е, переработ. и доп. 25 л., с илл. 1 р. 23 к. В пер.

В книге изложены общие вопросы науки — геохимии ландшафта. Основное внимание уделено характеристике основных видов миграций химических элементов в ландшафтах, изменению вещества и энергии и изменению информации. Ландшафт трактуется как информационная система. Дается новая геохимическая классификация элементов. Анализируются проблемы геохимической классификации ландшафтов, приводится геохимическая характеристика основных типов ландшафтов. (1-е изд. вышло в 1966 г.). Большое внимание уделяется практическому применению науки при поиске полезных ископаемых, в здравоохранении, охране природы и в борьбе с загрязнением окружающей среды.

Предназначается для студентов географических, геологических и биологических факультетов университетов. Может быть использована специалистами-геологами, врачами, агрономами.

Чаповский Е. Г. Инженерная геология. (Основы инженерно-геологического изучения горных пород). Учебное пособие. 25 л., с илл., 1 р. 13 к. В пер.

В книге приводятся общие сведения о горных породах как грунтах и характеризуются физико-механические свойства основных генетических групп горных пород. Рассматривается инженерно-геологическая классификация пород и основные факторы, определяющие формирование инженерно-геологических свойств горных пород, показатели состава, состояния и свойств связных, сыпучих и скальных грунтов. Даётся оценка взаимодействия горных пород с водой, рассматриваются теоретические основы искусственного улучшения инженерно-геологических свойств горных пород.

Предназначается для студентов геологоразведочных вузов и геологических факультетов университетов.

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Издательство «Высшая школа» выпускает для вас учебники, учебные и методические пособия.

Подробнее познакомиться с нашей учебной литературой вам поможет аннотированный план издательства на 1975 год (вузы и техникумы), который имеется в книжных магазинах.

Предварительный заказ на книги можно оформить в магазинах книготорга или потребительской кооперации.