

Х. Г. СМ И Т

В В Е Д Е Н И Е  
В П Е Т Р О Г Р А Ф И Ю

О Н Т И . Н К Т П . С С С Р . 1935

Х. Г. СМИТ

552(075)

# ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОГРАФИЮ

2-ое ИСПРАВЛЕННОЕ  
И ДОПОЛНЕННОЕ ИЗДАНИЕ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И ДОПОЛНЕНИЯМИ  
ПРОФ. В. И. ЛУЧИЦКОГО

ПЕРЕВОД В. Л. ЧОЛГАНСКОЙ

*Наркомпросом РСФСР допущено  
в качестве учебника для университетов*



ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТП СССР  
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
МОСКВА 1935 ЛЕНИНГРАД

### *Аннотация*

Учебник по петрографии Смита „Введение в петрографию“ представляет собою очень краткое руководство по изучению основных методов оптических исследований минералов под микроскопом и изучения самих минералов. Во второй части дается краткая характеристика магматических осадочных и метаморфических пород с описанием генезиса их.

Второе издание исправлено по последнему английскому изданию 1933 г. и значительно пополнено материалами на основании советских исследований.

Наркомпросом РСФСР книга утверждена в качестве учебного пособия для университетов и будет использоваться и в других учебных заведениях, где курсу минералогии и петрографии отводится небольшое число часов.

## ОТ РЕДАКЦИИ

При прохождении курса петрографии с основами методов петрографического исследования имеется большая нужда в небольшом, компактном и легко воспринимаемом, в то же время вполне научно изложенном, курсе. Учебник петрографии В. И. Лучицкого «Петрография» (1932 г.) и Деньгина «Сокращенный курс петрологии» (1934 г.) слишком обширны для таких курсов, с другой стороны, такие учебники кристаллооптики, как например Лодочникова или Белянкина, мало доступны для усвоения их в течение того малого числа часов, которое дается на изучение предмета (всего от 90 до 120 часов); за этими курсами должно следовать изучение, хотя бы и с большими выпусками, курсов Заварицкого, Левинсона-Лессинга и др.

Поэтому Главная редакция геологоразведочной и геодезической литературы выбрала для издания небольшое руководство Смита, которое является по всем признакам особенно пригодным для обеспечения таких именно кратких курсов петрографии. Ввиду того, что по условиям нашего преподавания некоторые места или части книги Смита являются недостаточно полно освещенными, проф. В. И. Лучицким был сделан ряд дополнений в тексте и одновременно значительно дополнена третья часть, которая касается горных пород.

Одновременно проф. В. И. Лучицким составлены были методические указания, связанные с прохождением данного курса, которые могут помочь изучению предмета также и заочникам.

Во второе издание внесены ряд поправок и дополнений и, кроме того, в третьей части внесены те дополнения, которые сделаны автором в третьем издании его учебника, вышедшего в 1933 г.

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель настоящей книги — помочь начинающим в изучении петрографии. Опыт многолетнего преподавания убедил меня, что трудности на пути начинающих изучение петрографии значительно больше, чем обычно предполагают те, кто забыл свои собственные первоначальные шаги, или чьи умственные способности позволяли им избежать в свое время затруднений, неизбежных для их менее счастливых товарищей.

Самые обстоятельные лекции преподавателя высокой квалификации недостаточны. Предмет изучения для большинства настолько нов, что мало кто из них способен воспринять должным образом факты так же скоро, как они перед ним возникают. Помимо хорошего курса лекций и практических занятий ощущается необходимость в книге, имеющей целью сгладить трудности, указанные выше.

Пополнение такого пробела лежит в основании настоящего труда. Я надеюсь, что и те, кто не имеет возможности прослушать курс лекций по петрографии, с пользой для себя изучит эту книгу. Надо однако подчеркнуть, что она ни в коем случае не предназначена для того, чтобы заменить собой практическое изучение шлифов.

Перечень описанных минералов в книге далеко не полон, однако мы приложили много усилий к отбору и группировке их. Я надеюсь, что изучивший их получит достаточный запас знаний и у него появится желание изучить и реже встречающиеся в шлифах минералы. Я полагаю, что приступающий к изучению петрографии уже имеет элементарные знания, во-первых, по физике, во-вторых, по кристаллографии. Первое предположение как будто не возбуждает сомнений. Нельзя того же сказать про второе.

Я должен выразить благодарность ректору Государственного колледжа профессору Уатсу за разрешение пользоваться аппаратом колледжа для изготовления фотографий, воспроизведенных в этой книге, а также моему коллеге Риду за ознакомление с моим руководством и за полезные советы.

---

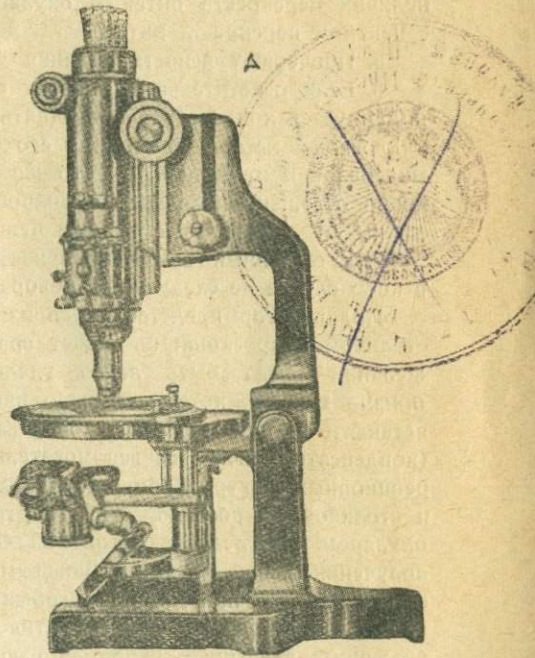
## Часть I

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

## Описание поляризационного микроскопа

Массивный штатив является опорой для всего инструмента (фиг. 1). В верхней части его находится подставка для тубуса; она может наклоняться, вращаясь вокруг горизонтальной оси. В верхней части штатива находится тубус, в нижней части прикреплен вращающийся столик микроскопа, на котором препарат придерживается двумя зажимами, край столика разделен на градусы. При помощи винтов (макрометрического и микрометрического) можно подымать и опускать тубус, приближая или удаляя таким образом объектив по отношению к столику микроскопа. Объективы различной силы по желанию могут быть легко заменяемы один другим. Окуляр, представляющий систему линз, вставляется в верхний конец тубуса.

В окуляре имеется перекрест нитей: эти нити обычно расположены в направлении СЮ и ЗВ; лишь иногда их поворачивают на  $45^\circ$  (СВ и СЗ). Первое положение имеет то значение, что направление главных сечений николей: нижнего — поляризатора и верхнего — анализатора, должны совпадать с этими направлениями. К штативу прикреплен неподвижный нониус, при помощи которого можно отсчитывать углы поворота столика. Зеркало под столиком микроскопа отражает лучи света от какого-либо источника его. Если это зеркало направить под известным углом, свет проходит вдоль оси инструмента и достигает глаза исследователя.



Фиг. 1.

## Методические указания

[1. Прежде чем производить исследование с помощью поляризационного микроскопа, необходимо возможно более детально ознакомиться с микроскопом, с его устройством, частями его и одновременно сравнить сходство и различия в устройстве микроскопов различных систем, поскольку они имеются на занятиях. Желательно сравнить устройство микроскопов, особенно часто применяемых у нас — фирм Лейтца и Винкеля (фиг. 1), а также и различными моделями одной и той же фирмы, также Фюсса, Рейхерта, Зейберта и др.

2. Устанавливают микроскоп так, чтобы возможно лучше было освещено поле зрения, повернув зеркало к столику вогнутой стороной. Освещение лучше всего проверяют, вынув окуляр; в осветительном аппарате иногда вставляют матовое стекло.

3. Вставляют объектив. При исследовании ведут работу со *средним увеличением*, применяя *большое* только в крайних и специальных случаях (при необходимости рассмотреть особенно мелкие детали состава породы, при методе изучения минералов в сходящемся свете).

4. Проверяют центровку микроскопа, вращая столик микроскопа при наличии перекреста нитей в окуляре; центр вращения должен совпадать с центром перекреста нитей.

5. Проверяют ясность видения микроскопа и поля зрения микроскопа.

6. Если осветительный аппарат опускается *вместе с конденсатором*, рекомендуется конденсатор не удалять, но всегда *оставлять его под столиком микроскопа*, несколько опустив его так, чтобы хорошо выступали контуры минералов и их детали, и в то же время было возможно лучше и равномерно освещено поле зрения микроскопа. Если конденсатор не опускается, зажимают диафрагму с той же целью.

7. Вставленный внизу поляризатор устанавливается раз навсегда. Ни в коем случае не следует его поворачивать.]

Поляризатор представляет призму Николя, вставленную в обойму под столиком микроскопа; он может вращаться вокруг собственной оси и при желании может быть легко удален. Анализатор — также вращающаяся призма Николя, которую можно насаживать на тубус над окуляром [или вставлять ее в тубус микроскопа]. Линза Бертрана и собирающая линза (конденсатор) являются вспомогательными частями для получения интерференционных фигур. Собирающая линза помещается между поляризатором и столиком микроскопа, линза Бертрана — в тубусе над объективом и под окуляром. Последняя состоит из собирающей линзы, необходимой для получения ясной фигуры. Линза может выдвигаться в тубус или выдвигаться из него при помощи особых приспособлений. На рисунке представлен тубус с прорезом над объективом; в этот прорез могут быть вставлены различные пластинки, например слюдяная, гипсовая или кварцевый клин, с целью определения оптического характера минерала.

**Центрировка микроскопа** (фиг. 2). При работе с микроскопом необходимо, чтобы он был центрирован, т. е. при вращении столика микроскопа ось его вращения все время совпадала с центром пересечения нитей в окуляре.

Если микроскоп децентрирован, центрировка достигается вращением центрировочных винтов либо на объективе, либо на тубусе (смотря по устройству микроскопа). Обычно центрировочные винты

располагаются по диагонали, т. е. в С-З и С-В направлениях. Для центрирования поворачивают окуляр так, чтобы нити его были параллельны направлениям центрировочных винтов, т. е. в положении С-З и С-В. После этого находят точку в шлифе, которая вращается вокруг самой себя, или находят центр вращения других точек; при помощи одного винта приводят центр вращения столика на нить, перпендикулярную к этому винту; затем *другим* винтом (не вращая первого винта) приводят на другую нить тот же центр вращения столика; проверяют степень центрировки и, если она не достигнута, повторяют дальше те же действия.

Необходимо: 1) проводить центрировку систематически, как указано было выше; 2) перед центрировкой проверить, правильно ли установлен объектив (очень часто децентрирование микроскопа связано именно с неправильной установкой объектива).

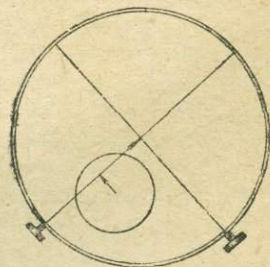
## Исследование минералов в обыкновенном свете

Первое исследование шлифа должно производиться при помощи объектива с малым или средним увеличением и при отсутствии анализатора в тубусе микроскопа. Обычно при этом видно, что шлиф состоит из разнообразных прозрачных и непрозрачных минералов. Начинаем с изучения более или менее прозрачных минералов; метод исследования непрозрачных минералов будет описан ниже.

**Цвет минералов.** Свет, пропускаемый различными минералами, отличается как качественно, так и количественно. В шлифе некоторые минералы почти непрозрачны, другие совершенно прозрачны и пропускают все составные части белого цвета; такие минералы бесцветны. Другие минералы поглощают часть спектра; свет, достигающий глаза, приобретает некоторую окраску, дополнительную к поглощенной. Эта окраска дает возможность отличать одни порообразующие минералы от других.

Шлиф содержит обычно более или менее многочисленные зерна данного минерала. Студент, приступая к исследованию, естественно, думает, что все зерна должны быть одноцветны или совершенно бесцветны. Однако следует помнить, что если такие случаи и возможны, то они все же не являются общим правилом.

Различный цвет зерен зависит от симметрии кристаллов одного и того же минерала. Если данный минерал кристаллизуется в кубической системе, все зерна в разрезе будут бесцветны или одноцветны. Как хороший пример можно привести гранат, обычные разновидности которого окрашены в розовый цвет, не меняющийся с направлением. С другой стороны, биотит, который кристаллизуется в моноклинической системе, служит примером минерала, меняющего свой цвет в зависимости от положения в шлифе. В шлифе данной породы различные зерна минерала могут занимать всевозможные положения; следовательно, каждый отдельный разрез минерала может обладать различными кристаллографическими очертаниями; в каждом из них может наблю-



Фиг. 2.

даться свой особый характер поглощения света. В результате различные зерна биотита обладают различными оттенками коричневого цвета. Чтобы доказать тождественность состава зерен, необходимо, как мы увидим далее, обращать внимание также и на другие свойства минерала. Встречается много случаев даже в одной и той же системе, когда все разрезы окрашенного минерала имеют одинаковый оттенок. Хорошим примером такого рода может служить обыкновенный авгит. Мусковит, также кристаллизующийся в моноклинической системе, бес-

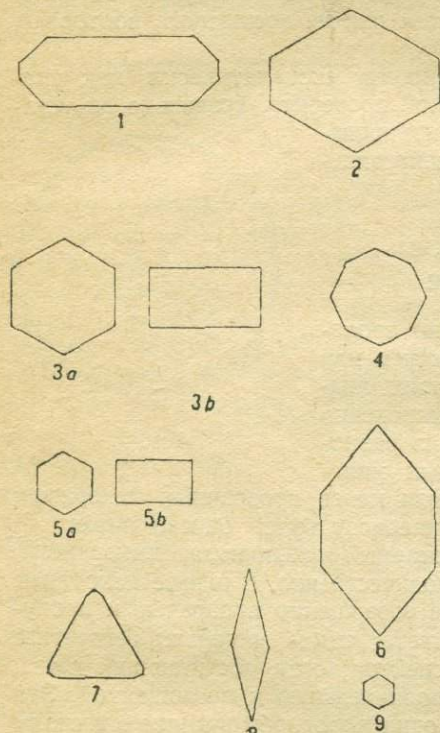
цветен во всех разрезах. Связь между цветом минералов в шлифе с кристаллографической симметрией может быть резюмирована следующим образом:

1. *Минералы кубической системы* — все разрезы данного минерала бесцветны или одноцветны.

2. *Минералы всех остальных систем* — различные разрезы обычно разноцветны; в ряде случаев минералы могут быть бесцветны или же одноцветны.

### Форма.

Для изучения формы минералов под микроскопом наиболее удобны минералы, входящие в состав изверженных пород, известных под названием глубинных. Их можно рассматривать как агрегаты минералов, выкристаллизовавшихся из расплавленного состояния. Отдельные минералы не всегда образовались одновременно. Поэтому вполне понятно, что минералы, образовавшиеся первыми, имели возможность развиться и принять форму в зависимости от их собственного состава в ущерб позже образовавшимся минералам, росту которых они препятствовали. Наконец, кристаллы последних должны были занять места, оставленные



Фиг. 3.

1—авгит, поперечный разрез; 2—роговая обманка, поперечный разрез; 3а — кварц — поперечный разрез; 3б — вертикальный разрез; 4 — лейцит; 5а — нефелин — поперечный разрез; 5б — вертикальный разрез; 6 — оливин; 7 — турмалин, поперечный разрез; 8 — титанит; 9 — апатит — поперечный разрез.

всеми ранее образовавшимися кристаллами. Мы увидим, что изверженные горные породы состоят из:

1) минералов, имеющих собственную форму — *идиоморфных*, 2) минералов с плохо развитой собственной формой — *гипидиоморфных*, 3) минералов, форма которых не связана с их составом — *гипидиотриоморфных*.

Даже *идиоморфные* минералы имеют различный характер очертаний в зависимости от их положения в горной породе (фиг. 3). Можно составить себе понятие о разнообразии форм минералов, изучая случай шестиугольной призмы, подобной шестигранному карандашу. Продольный разрез представляет прямоугольник, поперечный — правиль-

ный шестиугольник. Форма видоизменяется в зависимости от степени скоса разреза. При более внимательном исследовании перед изучающим открываются и другие возможности. Указав на количество возможных типов формы минералов, мы должны предостеречь студента, что хотя вполне идиоморфные очертания чрезвычайно удобны для определения минералов, их не часто можно встретить при изучении горных пород; гораздо чаще встречаются минералы *гипидиоморфные*, с не вполне ясными очертаниями. Разнообразие формы минералов так велико, что кристаллографическая терминология не может их всех охватить. Однако необходимо отметить, что разрезы кубических кристаллов редко имеют удлинненную форму; такая форма характерна для разрезов кристаллов с меньшей степенью симметрии.

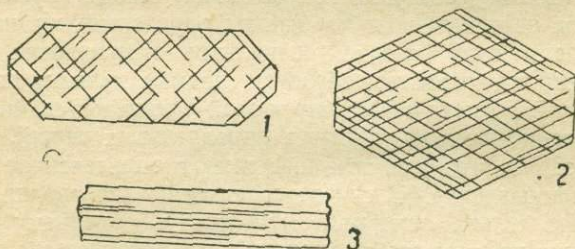
**Спайность.** Даже поверхностного знакомства с минералом достаточно, чтобы запечатлелись в памяти минералы, имеющие тенденцию раскалываться по определенным плоскостям. Известковый шпат дает трещины по трем направлениям, почти нет возможности расщепить этот минерал в каком-нибудь другом направлении. Слюды (мусковит и биотит) без труда расщепляются по одному определенному направлению. Гипс также дает одно вполне правильное направление спайности. В шлифах трещины спайности образуют прямые взаимно параллельные линии. Минералы, имеющие свыше одной трещины спайности, образуют обыкновенно несколько групп параллельных линий. Исследователь должен знать, что эти трещины имеют определенное кристаллографическое направление. В случае со слюдой одна вполне правильная спайность параллельна основному пинакоиду — третьему (001). Все три направления трещин спайности кальцита параллельны граням ромбоэдра (1011). Необходимо помнить, что они не всегда параллельны граням, наблюдаемым на кристаллах. Кальцит например при кристаллизации редко принимает форму ромбоэдра, по отношению к граням которого трещины спайности параллельны. Разнообразие форм кристаллов кальцита поражает молодого исследователя; однако каждый из этих кристаллов может расщепляться по трем направлениям, а именно по направлению граней так называемого основного ромбоэдра. Это постоянство направления трещин спайности для любого минерала, обладающего спайностью, является вторым очень удобным способом определения их.

Мы наблюдаем вполне определенное разнообразие в различных разрезах минералов. Слюда например имеет одну вполне правильную систему трещин спайности (фиг. 4); одновременно в шлифах мы встречаем много разрезов слюды, в которых никакой спайности не видно. Объяснение вполне простое; можно видеть аналогичный случай с книгой: слои спайности слюды соответствуют листам книги. Положите книгу горизонтально на стол и представьте себе, что она разрезана по вертикали, на поверхности разреза виден будет ряд параллельных линий, образованных пересечением плоскости разреза с листами. Наоборот, при горизонтальном разрезе эти листы не видны, так как в этом случае лист никогда не бывает разрезан насквозь. Необходимо однако отметить, что при косых разрезах также не всегда видна спайность. Казалось бы, что раз горизонтальный разрез не пересекает спайности, он должен быть единственным, на котором не видны трещины разреза. Однако в действительности это не так. Если мы рас-

смотрим ряд разрезов, переходящих постепенно из перпендикулярных в параллельные спайности, мы увидим, как трещины спайности становятся все менее и менее заметными, и наконец задолго перед тем, как разрез будет параллелен ей, спайность совершенно не видна.

Мы рассмотрели довольно подробно случай со слюдой, как наиболее простой случай; это основание — фундамент, на котором можно строить важнейшие выводы.

Если перейдем к минералу, имеющему два направления спайности, необходимо принять во внимание помимо этих направлений угол наклона одного по отношению к другому. *Роговая обманка* (моноклиническая система) является широко распространенным породообразующим минералом с двумя направлениями спайности, которые параллельны граням призмы (110). Поперечный разрез четырех таких граней образует ромб с углами  $124^{\circ} 30'$  и  $55^{\circ} 30'$ , которые являются углами спайности, типичными для данного минерала в шлифе. Вертикальный разрез имеет однако только одно направление спайности.



Фиг. 4.

1—авгит; 2—роговая обманка; 3—биотит.

Причина вполне ясная. Вполне ясно, что углы, образованные пересечениями плоскостей спайности, как видно в косых разрезах, видоизменяются в зависимости от угла среза. Необходимо помнить, что если плоскости спайности не наклонены под прямым или почти прямым углом к шлифу — трещины спайности не будут видны. Следовательно, когда оба направления спайности роговой обманки видны при поднятии и опускании тубуса микроскопа и не меняют своего положения, — этот разрез почти поперечный к вертикальной оси и характер угла ясно выступает. Имеются косые разрезы, на которых спайность не видна. Авгит также является моноклиническим минералом с призматической спайностью по плоскостям (110), которые здесь расположены почти под прямым углом. Такое различие в углах спайности имеет огромное значение, так как это дает возможность отличить один минерал от другого. Также и в авгите могут встречаться косые разрезы, в которых спайность может быть и не видна.

Угол между плоскостями спайности измеряют следующим образом. Находят разрез, в котором при поднятии и опускании тубуса микроскопа трещины спайности остаются на месте; это характерно для разреза, перпендикулярного к плоскости спайности. Устанавливают вершину измеряемого угла в центре поля зрения и вращают столик, пока одна из сторон измеряемого угла не совпадет с нитью в окуляре или

не станет в параллельное по отношению к ней положение; делают первый отсчет. Поворачивают столик так, чтобы другая сторона измеряемого угла совпадала с той же нитью в окуляре или была параллельна ей, и делают второй отсчет. Вычитая один отсчет из другого, получают величину измеряемого угла.

### Методические указания

1. Для исследования минералов в обыкновенном свете пользуемся средним увеличением (объективы 3, III, 5 мм). Оставив конденсатор на опускающемся осветителе, несколько опускаем последний так, чтобы поле зрения, оставаясь достаточно светлым, давало достаточно резкое оконтуривание минералов в шлифе. Если конденсатор не опускается, его удаляют из-под столика микроскопа (например ряд моделей Фюсса, Рейхерта и др.) и зажимают с той же целью диафрагму.

2. В начале исследований необходимо тщательно проверить центровку микроскопа и, если микроскоп не центрирован, центрировать его, как указано на стр. 6. Необходимо обращать внимание на точную установку объективов при смене их, так как нередко децентрирование обусловлено неправильной установкой объектива. В этом случае попытка центрировать микроскоп ведет к полному децентрированию его.

3. При изучении цвета минералов в шлифе выбирают наиболее ясно окрашенные; вращая их при наличии поляризатора, наблюдают, как происходит изменение окраски его при вращении столика микроскопа. При этом необходимо знать *направление колебаний* в поляризаторе, неодинаково устанавливаемом в микроскопах различных систем. Для этого выбирают разрез биотита в биотитовом граните, обладающий ясно выраженными трещинами спайности и особенно резко меняющий при вращении свою окраску; ставят биотит, вращая столик микроскопа, в такое положение, чтобы листочек давал наиболее густую окраску. В таком случае направление колебания в поляризаторе параллельно трещинам в биотите.

При изучении цвета и изменения его (плеохроизма) лучше всего пользоваться следующими минералами: 1) *шпинелью*, не меняющей своей окраски при вращении столика микроскопа; 2) *биотитом* в биотитовом граните — темнобурым или коричневым минералом с резко выраженным изменением окраски при вращении столика микроскопа от темной до очень светлой; 3) *роговой обманкой* — в шлифе роговообманкового гранита, амфиболита, диорита; окраска меняется от буровато-зеленой до синевато-зеленой и до светложелтой.

4. Для изучения форм минералов можно изучать шлиф гранита; в нем находят водянoproзрачные зерна кварца неправильной формы (аллотриоморфные) и мутноватого калиевого полевого шпата (также аллотриоморфные), мутноватые зерна плагиоклаза, при скрещивании николей с полосатой двойниковой структурой; по отношению к калиевому полевоому шпату и к кварцу зерна плагиоклаза *идиоморфны*, к биотиту, окрашенному в коричневый цвет, — *аллотриоморфны*, так как последний часто обладает более резко выраженными очертаниями, чем плагиоклаз; следовательно, зерна плагиоклаза — *гипидиоморфные*.

Циркон и апатит образуют мелкие резко очерченные кристаллики с заметными рельефами, образуют небольшие призмы; они идиоморфны по отношению ко всем остальным минералам.

Для изучения формы кубических кристаллов удобнее всего пользоваться либо шлифами базальта, обычно содержащего большое количество мелких кубических кристалликов магнетита, или же магнетитовым кварцитом, например Кривого Рога, где магнетит имеет такие же очертания.

Спайность можно изучать в биотите и в роговой обманке. В биотите видны два типа разрезов:

1. Разрезы со спайностью обладают резкими изменениями цвета при вращении столика микроскопа; другие разрезы, вырезанные параллельно спайности, не обладают этим свойством и не меняют своей окраски.

2. В роговой обманке следует обратить внимание на два типа разрезов: одни — с одной системой трещин спайности, другие — с двумя, пересекающимися друг с другом под углом около  $124^{\circ} 30'$ . Кроме того трещины спайности сравнительно с трещинами спайности в биотите более короткие, широкие; это указывает на менее совершенную спайность в роговой обманке, чем в биотите.

Хорошо видна спайность в авгите (надо рассмотреть шлиф габбро, авгитового андезита или пироксенита): в одних разрезах — по одному направлению, в других, поперечных — по двум направлениям с углом около  $88^{\circ}$ , трещины спайности более короткие и менее правильные, чем в роговой обманке; следовательно, спайность менее совершенная, чем в роговой обманке. Необходимо измерить углы между трещинами спайности.

### Вопросы

1. Какая разница между устройством микроскопов Лейтца и Винкеля или иных имеющихся налицо моделей микроскопов?
2. Чем отличается окраска биотита от окраски роговой обманки?
3. Какая разница в окраске наблюдается между шпинелью и роговой обманкой?
4. Приведите примеры других окрашенных минералов.
5. Чем отличается спайность по одному направлению в биотите, роговой обманке и в авгите?
6. Чем отличается спайность в роговой обманке и в авгите, в поперечных разрезах их?
7. Приведите примеры других минералов со спайностью в них, отыщите их в шлифе.]

**Показатель преломления.** Для полного ознакомления с этим свойством твердых тел и жидкостей студент должен обратиться к учебнику физики (учение о свете). Здесь мы затронем только те стороны вопроса, которые имеют непосредственное отношение к определению.

Шлиф представляет собой очень тонкую пластинку горной породы (около 0,03 мм толщины), помещенную между двумя стеклышками: нижним, более толстым — предметным и верхним очень тонким — покровным, между которыми и заклеен при помощи канадского бальзама. Для нас в данном случае интересны вещества, находящиеся в контакте с минералами, образующими горные породы. Хорошо известно, что бесцветные прозрачные вещества видимы только тогда, когда они отличаются своим показателем преломления от жидкости, в которую они погружены; чем больше различие показателей преломления таких двух веществ, тем яснее выступают их поверхности. Можно про-

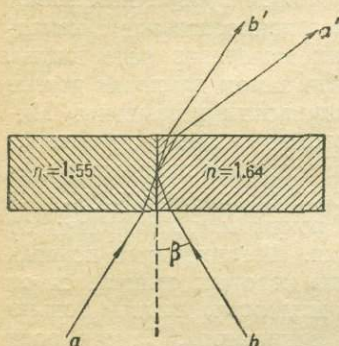
делать следующий поучительный опыт: растирают в порошок обыкновенное стекло, еще лучше зерно бесцветного минерала криолита, и бросают порошок в воду. Погруженный в жидкость порошок минерала виден с большим трудом; можно подумать, что он растворился, однако он не виден лишь потому, что оба вещества — криолит и вода — имеют почти один и тот же показатель преломления и оба бесцветны и прозрачны.

Отсюда мы можем сделать следующие выводы. Видимость прозрачного твердого тела зависит всецело от разницы между показателями преломления этого тела и жидкости, в которую оно погружено. Минералы в шлифе можно рассматривать как минералы, погруженные в жидкость — в канадский бальзам. Исследуя края прозрачных минералов в шлифе там, где минералы приходят в соприкосновение с канадским бальзамом, мы видим, что края одних минералов ясно видны, там же, где в соприкосновение с канадским бальзамом приходят другие минералы, места соприкосновения с последним почти незаметны. Минералы находятся в соприкосновении с жидкостью также своими верхними и нижними поверхностями. Это дает нам возможность сделать следующие дополнительные выводы: при приготовлении шлифов получается шероховатая поверхность минералов; они покрыты рытвинками от порошков, применяемых при их изготовлении. Шероховатые поверхности тех минералов, показатель преломления которых отличается от показателя преломления окружающей их жидкости, видны только в том случае, если их поместить в фокусе микроскопа. Такого рода поверхность носит название *шагреновой*. Чем больше разница между показателем преломления минерала и канадского бальзама, тем резче выражена эта шероховатость. С другой стороны, если показатель преломления минерала близок к показателю преломления канадского бальзама, поверхность минерала кажется гладкой. В данном случае возможен следующий способ определения минералов: опуская конденсатор, находящийся под столиком микроскопа, или зажимая находящуюся под ним диафрагму, выясняют, насколько показатель преломления данного минерала приближается к показателю преломления канадского бальзама (1,54) по степени усиления видимости шагреновой поверхности. Вместе с тем необходимо определить, является ли показатель преломления данного минерала больше или меньше показателя преломления канадского бальзама. Один из способов такого определения — *метод Бекке*. Обычно применяют для этой цели сильное увеличение; в фокусе микроскопа помещается наиболее чистый край минерала там, где он соприкасается с канадским бальзамом. Условия для исследования будут вполне благоприятны в том случае, когда небольшое зерно минерала отделяется от всей массы данной горной породы и лежит окруженное со всех сторон канадским бальзамом. Поднимают или опускают тубус микроскопа, стараясь не раздавить объективом шлиф, что часто случается с начинающими. Мы увидим, что когда зерно минерала не находится особенно точно в фокусе, оно окружено светлой каймой, которая расширяется или сокращается при поднятии или опускании трубки.

Возможны два случая: показатель преломления минерала (1) выше или (2) ниже показателя преломления канадского бальзама (1,54). Лучше всего производить исследования, поднимая тубус. В первом

случае, когда минерал обладает большим показателем преломления, чем окружающая его среда, светлая кайма (линия Бекке) передвигается от канадского бальзама в сторону минерала. Когда же минерал имеет меньший показатель преломления, — эта же кайма переходит от минерала на бальзам.

В обоих случаях при поднятом объективе светлая кайма переходит от вещества с меньшим показателем преломления к веществу с большим показателем преломления (фиг. 5). Этот метод исследования дает возможность выделить все те минералы, которые отличаются большим или меньшим показателем преломления, чем показатель преломления канадского бальзама. Метод исключения иногда весьма полезен при



Фиг. 5.

определении минералов. Во время этого опыта необходимо пользоваться вогнутым зеркалом, диафрагмой или конденсатором, что дает более параллельный пучок света. Необходимость такого рода освещения связана с явлениями полного внутреннего отражения, так как луч света, падая на поверхность, ограничивающую минерал с показателем преломления иным, чем канадский бальзам, более резко обнаруживает явления полного внутреннего отражения в тех случаях, где больше разница в показателях преломления минерала и канадского бальзама или другого минерала. В некоторых случаях этот метод дает возможность сравнить

показатели преломления двух минералов, находящихся в непосредственном контакте друг с другом. Контакт не всегда достаточно ясно выражен, чтобы давать желаемые результаты.

Примерами минералов с показателями преломления выше показателя преломления канадского бальзама являются (в порядке увеличения показателя преломления) кварц, топаз, апатит, роговая обманка, оливин, авгит; с показателем преломления, меньшим, чем канадского бальзама, — плавиковый шпат, нозеан и лейцит.

Когда говорят о показателе преломления двупреломляющего минерала, надо иметь в виду, что вопрос идет о среднем показателе преломления. Особенно точно определен он может быть лишь при освещении светом натрия.

### Методические указания

[Определение показателя преломления имеет очень большое значение при определении минералов в шлифах. При зажатии диафрагмы или опускании осветительного аппарата при опускающемся одновременно конденсаторе минералы легко распадаются на три группы:

1) минералы с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама (кварц, полевые шпаты, заместители полевых шпатов, например нефелин и немногие другие минералы); шагреневая поверхность не видна;

2) минералы с показателями преломления, большими, чем показатель

преломления канадского бальзама; наблюдается шагреновая поверхность: чем больше показатель преломления минерала, тем более резко выражена шероховатость. Сюда относятся прежде всего наиболее распространенные в горных породах минералы, содержащие окислы магния и железа — оливин, пироксены, амфиболы и некоторые иные минералы, как например апатит, циркон, гранаты и др.;

3) минералы с показателем преломления меньшим, чем канадский бальзам; чем меньше показатель преломления, тем резче выражена шагреновая поверхность, причем бекковская линия переходит в сторону канадского бальзама; сюда относится плавиковый шпат, заместители полевых шпатов — лейцит, содалит и др.

Показатели преломления различных минералов различны и характерны для каждого из них. Поэтому на определение показателей преломления должно быть обращено особенно большое внимание.

Необходимо соблюдать следующие правила при определении показателей преломления.

1. При опускании конденсатора или зажатии диафрагмы наблюдают за появлением и усилением шагреновой поверхности.

2. При изучении характера шагреновой поверхности следует изучить и сравнить шагреновую поверхность в ряде минералов, выбрав в первую очередь следующие в последовательности увеличения показателей преломления: кварц — мусковит (мусковитовые или двуслюдяные граниты, двуслюдяные или мусковитовые сланцы) — роговая обманка (роговообманковый гранит, диорит, амфиболит) — авгит (габбро, пироксенит) — циркон (гранит) — титанит (сиенит).

## Вопросы

1. Чем объясняется причина получения шагреновой поверхности и ее особенности в различных минералах.

2. Почему отличается шагреновая поверхность в минералах с различным показателем преломления?

3. Чем отличается шагреновая поверхность роговой обманки от шагреновой поверхности минералов с большим и с меньшим показателем преломления, чем в ней?

4. Приведите примеры других минералов с различными показателями преломления.

5. Чем объясняется появление бекковской линии?

6. Приведите примеры появления бекковской линии между двумя минералами.]

**Продукты выветривания.** Ортоклаз является наилучшим примером минерала, подверженного выветриванию под влиянием атмосферных агентов. Если порода, из которой сделан шлиф, «свежая», ортоклаз вполне бесцветен и прозрачен; при выветривании он теряет прозрачность и превращается в агрегат бесчисленных сероватых полупрозрачных частиц гидратизированного минерала, часто каолинита.

Некоторые зерна изменяются лишь частично. Студент должен исследовать шлифы, содержащие данный минерал, в разных стадиях его выветривания. Это имеет особое значение для ортоклаза, так как его способность к выветриванию дает часто возможность отличить этот минерал от кварца, с которым он может быть очень сходен.

**Оливин** также подвержен выветриванию. Под влиянием его он часто превращается в вещество, более или менее близкое по своему составу к зеленому минералу — серпентину. Способ видоизменения чрезвычайно характерен. «Свежий» оливин бесцветный, обыкновенно пересечен извилистыми трещинами, вдоль которых и начинают образовываться новые продукты разрушения. В дальнейшем эти каналы серпентина расширяются, островки первичного оливина между ними все уменьшаются, и наконец вся масса серпентина принимает форму оливина, продуктом выветривания которого он в данном случае является.

Наряду с серпентином другим продуктом разрушения оливина являются зерна черного магнетита.

**Биотит** — второй неустойчивый минерал, продуктом выветривания которого является зеленый минерал — хлорит. В различных разрезах наблюдаются различные стадии выветривания, начиная от «свежего» коричневого биотита и кончая псевдоморфным по нему хлоритом.

**Включения** В некоторых случаях в минералах присутствуют включения других веществ, помогающих определять его. Например некоторые разновидности лейцита содержат небольшие кольцеобразно расположенные зерна других минералов (главным образом зеленого авгита); однако не все разновидности лейцита обладают этим свойством. Другие минералы хотя и содержат включения, но характер последних не всегда способствует определению их. Кварц может содержать жидкие и газообразные включения (главным образом  $\text{CO}_2$ ), а ортоклаз иногда содержит стекло.

**Зонарная структура.** Кристаллы не всегда бывают одноцветны, иногда в них видны неодинаково окрашенные полосы, расположенные концентрически. Нозеан например отличается присутствием ярко выраженной коричневой оболочки, в то время как центральная часть его бесцветна. Турмалин, коричневые гранаты и пироксены часто отличаются присутствием ряда неодинаково окрашенных концентрических колец. Это разнообразие окраски носит название *зонарной* окраски. Некоторые минералы, особенно лейцит, обладают аналогичной структурой вследствие того или иного способа размещения включений. Такая зонарная структура, хотя и менее ярко выраженная, чем в лейците, иногда наблюдается в полевых шпатах и пироксенах. Зонарность наиболее характерна для минералов, представляющих изоморфные смеси, как например для альбито-анортитовой серии полевых шпатов (плагноклазов); кристаллы этих минералов не всегда бывают однородны и состоят из целого ряда наслоений, состав которых не вполне одинаков. Кристалл начинает свой рост как один определенный член данной серии, но вследствие изменений физико-химических условий, имевших место во время его кристаллизации, происходит присоединение к нему других веществ, состав его постоянно видоизменяется. Благодаря такой структуре и различной степени устойчивости того или иного слоя минерала процесс выветривания начинается в наименее устойчивых слоях и вызывает ясно видимый зонарный характер минерала. Зоны еще более ярко выступают, когда в каолинизированных слоях попадает окись железа, придающая им известную окраску. Но даже в «свежих» полевых шпатах зоны иногда видимы вследствие разницы в показателях преломления различных зон минералов.

Зонарная окраска турмалина, пироксена и граната также объясняется изоморфным составом. Часто различные минералы данной изоморфной серии различно окрашены.

## Исследование минералов в отраженном свете

До сих пор мы исследовали только прозрачные минералы. Некоторые минералы даже в шлифах совершенно непрозрачны; поэтому при их определении применяется специальный метод исследования. Зеркало под столиком микроскопа должно быть закрыто, чтобы свет не проходил снизу; тубус устанавливается вертикально; исследование лучше всего производить у окна или другого источника света так, чтобы лучи света падали сверху вниз и отражались от препарата. При таком исследовании в «свежем» магнетите видна черная металлическая поверхность; при выветривании он переходит в гематит и тогда окрашивается в красный цвет, при переходе в бурый железняк окраска в отраженном свете охристо-бурая. Свежий ильменит (титанистый железняк) имеет также черную металлическую окраску, но благодаря выветриванию вокруг его зерен выделяется беловатое вещество (лейкоксен), иногда пересекающее зерно его по направлениям, образующим углы  $60^\circ$  друг с другом. Серный колчедан (пирит) в отраженном свете — шейсово-желтый с металлическим блеском.

Этот метод может быть также удачно применен при исследовании некоторых прозрачных минералов, например когда мы хотим отличить в отраженном свете кварц от полевого шпата; при этом в полевых шпатах легко наблюдать явления выветривания. Необходимо помнить, что при всех методах исследования, которые будут описаны далее, применяется только проходящий свет.

### Методические указания

[Для изучения продуктов выветривания лучше всего взять шлифы гранита, в котором могут наблюдаться продукты выветривания в ортоклазе и других полевых шпатах, также и биотите; для изучения продуктов выветривания оливина — перидотит, оливиновое габбро, оливиновый диабаз.

Для изучения включений рекомендуется взять шлиф гранита, в котором кварц содержит особенно крупные включения жидкостей, располагающиеся рядами или полосами.

Для изучения зонарной структуры удобнее всего пользоваться шлифами андезитов, вкрапленники плагиоклаза которых часто отличаются резко выраженной зонарной структурой, видимой как по продуктам выветривания, так и по показателям преломления, или шлифами авгитовых андезитов или базальтов, в авгитах которых также наблюдается нередко характерная зонарная структура.

Для изучения минералов в отраженном свете можно пользоваться для ильменита — шлифами габбро, для магнетита — шлифами базальтов или же магнетитовых кварцитов (например из Кривого Рога).

### Вопросы

1. Чем отличаются продукты выветривания полевых шпатов и барита в отношении окраски и агрегатного характера?

2. Зак. 566. — С м и т. Введение в петрографию



2. Чем характеризуются продукты выветривания оливина и как они называются?
3. Чем отличаются включения в кварце и чем они представлены?
4. По каким особенностям характера минерала можно узнать, что в нем наблюдается зонарная структура?
5. Чем объясняется зонарная структура в полевых шпатах и авгитах?
6. Чем отличается окраска пирита и магнетита в отраженном свете; каким образом изучается окраска минералов в отраженном свете?
7. Чем отличается окраска в отраженном свете полевого шпата от кварца и почему?]

## Исследование минералов при одном нижнем николе

Рассмотрев методы определения минералов, для которых присутствие поляризатора в микроскопе не имеет значения, можно перейти к методам исследования минералов при одном поляризаторе, когда нижний николь (поляризатор) обязательно находится под столиком микроскопа, а верхний николь (анализатор) удален, как и в предыдущем случае.

**Поляризованный свет.** Для того чтобы понять данные методы исследования, необходимо предварительно остановиться на некоторых элементарных особенностях света и на устройстве призмы николя.

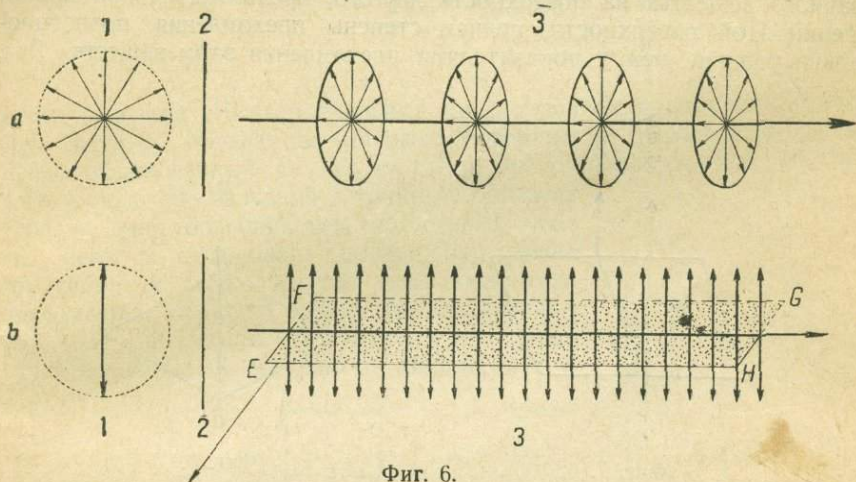
Так как свет может проходить через так называемую полную пустоту, следует предполагать, что в этом пространстве находится вещество, которое способствует распространению света. Это вещество носит название эфира. Свет распространяется в результате колебаний частиц эфира, происходящих перпендикулярно к направлению распространения света (луча). Ранее господствовавшая теория признавала, что частицы эфира сами производят эти колебания, не удаляясь от линии, совпадающей с направлением луча. Эта теория в настоящее время сильно видоизменена, и теперь господствует теория колебания не самих частиц эфира, а их электрического состояния; эта теория более соответствует состоянию наших знаний.

Во всяком случае эти колебания имеют место, происходят они перпендикулярно к направлению распространения световых лучей. Луч обыкновенного света колеблется во всех направлениях, перпендикулярных к направлению распространения (фиг. 6, а); наоборот, луч света, который прошел через призму николя, колеблется не только перпендикулярно направлению своего распространения, но и параллельно определенной линии, которая удовлетворяет этому условию, в определенной плоскости (фиг. 6, б).

Такой свет, колебания которого происходят только в одной плоскости, носит название *плоско поляризованного света*; для того чтобы ясно представить себе условия исследования, необходимо предварительно остановиться на устройстве *николя*.

**Двойное лучепреломление кальцита.** Призма николя делается из совершенно прозрачной разновидности кальцита — исландского шпата, вещества, обладающего замечательным свойством двойного лучепреломления, при котором луч обыкновенного света, входя в такую призму, распадается на два луча. Трещины спайности этого минерала идут по трем направлениям, и минерал, раскалываясь по этим трещинам, при-

нимает форму ромбоэдра. Луч света, проходя через такой минерал перпендикулярно плоскости одной из трещин спайности, распадается на два луча и всякий предмет, рассматриваемый вдоль такого перпендикуляра, удваивается; достигают глаза два изображения. Нагляднее всего этот факт выступает, если положить кусок кальцита на лист белой бумаги с небольшим черным пятнышком. Если смотреть на это пятно сверху, оно удваивается. При вращении зерна одно из изображений остается неподвижным, в то время как другое движется по окружности круга, центром которого является неподвижное изображение. Неподвижное изображение получается такое, как если бы кристалл был обыкновенным стеклом; поэтому говорят, что неподвижное изображение дает *обыкновенный луч*; луч же, дающий подвижное изображение, не подчиняется обыкновенным законам преломления. Для



Фиг. 6.

тех, кто изучал только однопреломляющиеся вещества, действие этого луча кажется необыкновенным; поэтому он называется *необыкновенным лучом* (фиг. 7).

Если смотреть на поверхность под известным углом, то видно, что обыкновенное изображение расположено как бы выше, чем необыкновенное изображение. Иначе говоря, показатель преломления кристалла для обыкновенного луча больше, чем для необыкновенного, или скорость света последнего больше, чем первого. Различная быстрота прохождения лучей через двупреломляющий кристалл и экспериментальное проявление этого факта имеют огромное значение для тех, кто желает понять происходящее.

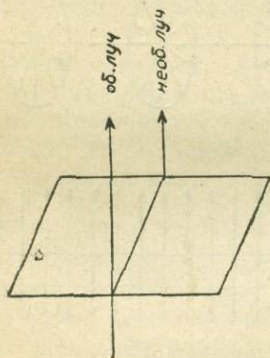
Мы видели, что луч света, падая нормально на поверхность ромбоэдра, распадается на два луча; каждый луч имеет свое направление и свою скорость распространения в зависимости от характера данного кристалла. Дальнейшие сведения можно получить, если рассматривать оба пятна через призму николя. Николь — инструмент, способный пропускать только те лучи, колебания которых происходят по направлению главного сечения — линии АВ (фиг. 8). При вращении николя вокруг вертикальной оси его видно, что оба пятна поочередно то исче-

зают, то вновь появляются; эти смены явлений происходят при повороте на  $90^\circ$ .

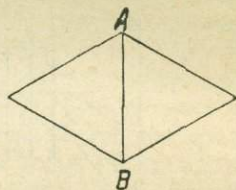
Принимая во внимание, что николь пропускает световые лучи, колеблющиеся только в одном направлении, легко демонстрировать, что каждый луч, идущий от трещины спайности зерна, поляризуется (колеблется параллельно только одной линии) и что направления колебаний обыкновенного и необыкновенного лучей образуют прямой угол. Иначе говоря, для получения поляризованного света необходимо устранить один из лучей, идущих через исландский шпат.

Такого рода устранение одного из лучей осуществляется при помощи николя. Однако, чтобы понять его действия, необходимо иметь представление о полном внутреннем отражении.

**Николь.** Луч света, падающий под известным углом из одного прозрачного вещества на поверхность другого, преломляется при прохождении этой поверхности, причем степень преломления пропорциональна разнице между показателями преломления этих веществ. Луч,



Фиг. 7.



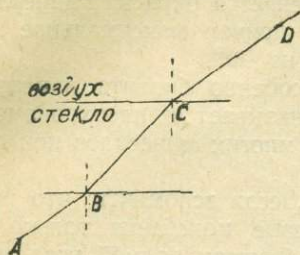
Фиг. 8.

идущий из среды с меньшим показателем преломления в среду с большим показателем преломления, приближается к перпендикуляру падения. Посмотрим, что происходит, если он идет из среды с большим показателем преломления в среду с меньшим показателем преломления, например из стекла в воздух. Луч  $ABCD$  (фиг. 9) проходит из одного вещества в другое, но при преломлении отклоняется от перпендикуляра падения; угол падения меньше угла преломления. Угол падения, для которого угол преломления равняется  $90^\circ$ , имеет большое значение и называется *предельным углом*. Если угол падения меньше предельного — свет не проходит в среду с меньшим показателем преломления, если угол падения больше — свет не проходит во вторую среду, но отражается от поверхности ее снова в первую среду. Если два луча падают на такую поверхность с углами падения меньшим и большим предельного угла, один пройдет во вторую среду, а другой полностью отразится от поверхности ее.

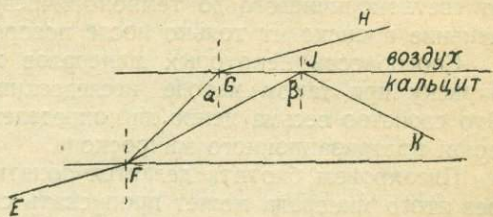
Фиг. 10 изображает случай двупреломляющегося вещества, когда входящий луч  $EF$  распадается на два луча: один луч  $EFGH$  проходит, так как угол  $\alpha$  меньше предельного угла, другой  $EFJK$  полностью отражается у точки  $J$ , так как угол  $\beta$  больше предельного угла.

Теперь рассмотрим основные принципы устройства николя.

Продолговатый ромбоэдр исландского шпата разрезается пополам, как показано на фиг. 11, и обе половины склеиваются вместе канадским бальзамом ( $n=1,54$ ). Конечные плоскости шлифуются так, чтобы вместо угла, образованного конечной плоскостью с ребром призмы, равного  $71^\circ$ , получить угол в  $68^\circ$ . На фиг. 12 изображен разрез николя так, что плоскость бумаги перпендикулярна к слою канад-

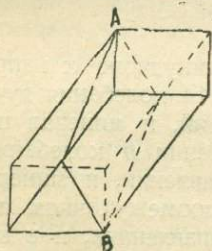


Фиг. 9.

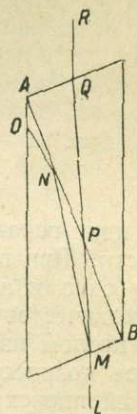


Фиг. 10.

ского бальзама  $AB$ ; вертикальные края параллельны оси микроскопа. Луч света  $L$ , попадая за нижнюю поверхность, распадается на два луча; обыкновенный луч ( $w=1,65$ ), преломляясь сильнее, достигая слоя канадского бальзама в точке  $N$ , образует угол падения больший, чем предельный угол для него, и испытывает полное внутреннее отражение в точке  $N$ , так как показатель преломления кальцита больше показателя преломления канадского бальзама ( $1,54$ ). Этот луч совершенно не выходит из николя.



Фиг. 11.



Фиг. 12.

Необыкновенный луч преломляется слабее ( $1,52$ ) и идет по пути  $AR$ , пересекая слой бальзама в точке  $P$ , так как угол падения меньше предельного угла.

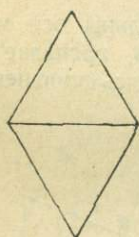
Необыкновенные колеблются в плоскости бумаги; все лучи, появляющиеся на верхней поверхности николя, — исключительно необыкновенные лучи. При такой конструкции желаемая цель достигнута: только плоскополяризованный свет проходит через николю. Колебания поляризованного луча происходят в направлении короткой диагонали конечной поверхности, если смотреть на николю сверху (фиг. 13).

**Плеохроизм.** Теперь мы можем приступить к описанию методов микроскопического исследования шлифов, когда нижний николю (поляризатор) находится под столиком микроскопа.

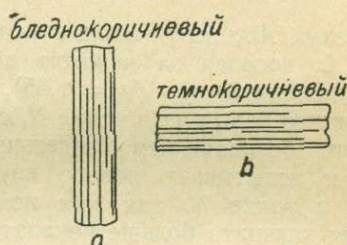
Свет, попадающий на шлиф, предварительно проходит через поляризатор; следовательно колебания в нем происходят параллельно главному сечению этого николя, т. е. по определенному направлению З-В, взятому исключительно для простоты изложения, так как в действительности николь можно вращать и тем самым изменять направление колебаний (фиг. 13). Если поместить на столик микроскопа разрез биотита и вращать столик, — видно, как меняется окраска минерала от светлоричневого до темнокоричневого, причем максимальное изменение происходит только после поворота на  $90^\circ$ .

Способность некоторых минералов и особенно биотита изменять окраску при таком методе исследования называется плеохроизмом. Это свойство весьма ценно для определения многих минералов при помощи поляризационного микроскопа.

Плеохроизм биотита делается понятным, если вспомнить, что разрез этого минерала может пропускать световые колебания только по двум направлениям. Эти два направления образуют прямой угол друг



Фиг. 13.



Фиг. 14.

с другом и идут параллельно и перпендикулярно к направлению трещин спайности. При положении *a* фиг. 14 колебания луча происходят параллельно одному из этих направлений, и минерал поглощает минимальное количество света. В положении *b* колебания лучей происходят во втором из этих двух направлений, и минерал поглощает максимальное количество света. При промежуточном положении колебания лучей происходят в обоих направлениях, и в каждом направлении минерал поглощает известную часть света, поэтому они имеют окраску среднюю между двумя плеохроичными окрасками.

Кроме биотита характерным плеохроизмом обладает *роговая обманка* (от светлозеленого до темнозеленого и желтого, или от светлоричневого до темнокоричневого), *турмалин* (обычно от бледнокоричневого до темнокоричневого), *андалузит* (от бесцветного до розового), *эгирин* (от желтого до голубовато-зеленого). Во всех этих случаях минералы обладают свойством двойного лучепреломления; их разрезы имеют взаимно перпендикулярные направления колебаний с различной силой поглощения. Необходимо однако помнить, что сила плеохроизма зависит от направления разреза. Например разрезы параллельно базису биотита обладают очень слабым плеохроизмом, разрезы по базису турмалина — совершенно неплеохроичны. Эти кристаллографические видоизменения подчеркивают необходимость исследования

всего зерна минерала в шлифе. Без такого всестороннего исследования невозможно определение минерала.

**Плеохроичные оболочки.** В некоторых минералах, бесцветных в обыкновенных условиях, с плеохроизмом тесно связаны появления особых окрашенных кружков. В центре такого кружка обычно находится зерно какого-нибудь другого минерала. Эти окрашенные пятна изменяют окраску при вращении шлифа в присутствии поляризатора и проявляются в виде плеохроичных оболочек в обычно бесцветном разрезе. Происхождение плеохроичных оболочек объясняется присутствием в данном минерале мелких включений. Было выдвинуто несколько теорий происхождения этих оболочек. В настоящее время достаточно убедительно доказано, что плеохроичные оболочки образуются в минерале вследствие радиоактивности его включений и их ионизирующего действия на минерал в контакте. Плеохроичные оболочки наблюдаются в мусковите, кордиерите, турмалине, биотите, роговых обманках и др. Последние три минерала окрашены даже в шлифе, но вокруг включения окраска более интенсивна.

**Мерцание.** Изменение, которое нельзя назвать плеохроизмом, наблюдается, если вращать разрезы кальцита в присутствии поляризатора. Кальцит — двупреломляющий минерал; поэтому большинство его разрезов имеют два взаимно перпендикулярные направления колебаний лучей. При вращении видно, что поверхность минерала или шагреневая, когда резко очерчены края и трещины спайности, или гладкая ровная — слабо очерчены края, едва заметна спайность. В этом проявляются изменения от минерала с высоким показателем преломления до минерала с низким показателем. Эти крайности рельефа проявляются тогда, когда то одно, то другое направление колебаний в кальците в шлифе параллельно направлению лучей, идущих из поляризатора. Это означает, что оба направления колебаний имеют различные показатели преломления. Быстрое вращение столика микроскопа (или поляризатора под ним) производит быстрое изменение рельефа и дает полное впечатление мерцания. Мерцание однако ничего общего с плеохроизмом не имеет, так как при последнем происходит действительное изменение окраски; кальцит же остается совершенно бесцветным.

Помимо кальцита мерцание наблюдается и в других ромбоэдрических карбонатах. Теоретически все двупреломляющие минералы должны обладать этим свойством, но в большинстве минералов изменение рельефа так слабо выражено, что практически оно не имеет никакого значения.

**Кристаллографическая сводка (резюме).** Следующие разрезы не плеохроичны:

- все бесцветные разрезы;
- все разрезы кубических минералов;
- разрезы, параллельные базису минералов квадратной и гексагональной систем.

Все остальные разрезы могут быть плеохроичны. Одни резко изменяют окраску, другие слегка; в некоторых минералах сила поглощения лучей различного направления почти одинакова, и даже очень внимательный исследователь не в состоянии уловить в таких минералах изменение оттенка или окраски.

## Методические указания

[Установка микроскопа та же, которая указана была на стр. 6.

При изучении явлений двупреломления в кальците необходимо взять два прозрачных кристалла (спайных по ромбоэдру куска) кальцита и рассматривать небольшое круглое отверстие в картоне или металлической пластинке на свет, вращая кристаллы вокруг линии, перпендикулярной к плоскости спайности.

При изучении плеохроизма в биотите, в нем же и плеохроичных оболочек, необходим шлиф биотитового гранита, для роговой обманки — диорита или амфиболита, роговообманкового гранита, для эгирина — эгириново-нефелинового сиенита.

Мерцание кальцита лучше всего наблюдать в шлифе крупнозернистого известняка (мрамора), вращая столик микроскопа на  $90^\circ$  в ту и другую сторону.

### Вопросы

1. Чем отличается поляризованный свет от обыкновенного. Изобразите это на рисунке в различных разрезах через луч.
2. Как наблюдается двойное лучепреломление в кальците?
3. Можно ли отличить луч обыкновенный от луча необыкновенного в одном куске кальцита и чем эти лучи друг от друга отличаются?
4. В каком направлении происходят в кальците колебания луча необыкновенного?
5. В каком направлении в отношении луча необыкновенного происходят колебания луча обыкновенного?
6. Какая разница между обыкновенным светом и обыкновенным лучом?
7. Как устроена призма Николя и для чего она служит? Изобразите разрез через призму Николя на рисунке.
8. Как происходит колебание света в призме Николя? Найдите его в призме Николя в микроскопе.
9. В чем заключается сущность плеохроизма?
10. Какая связь существует между плеохроизмом и системой минерала? Приведите примеры.
11. Чем отличается плеохроизм роговой обманки от плеохроизма биотита?
12. Что представляют собой плеохроичные оболочки и как их наблюдать, в каких минералах?
13. В каких минералах наблюдается мерцание?]

### Исследование минералов между скрещенными николями

При исследовании минералов между скрещенными николями анализатор и поляризатор должны быть вставлены в микроскоп и повернуты один по отношению к другому так, чтобы при отсутствии препарата поле зрения было темным. Для упрощения николи снабжены отметками или выступами, дающими возможность правильно устанавливать их. Следует помнить, что николи должны быть обязательно скрещенными и неподвижными; вращение же столика микроскопа не только возможно, но и необходимо. Мы уже видели, что колебание поляризованного света происходит параллельно линии Z-B — главному сечению по-

ляризатора. Анализатор подобен поляризатору во всех отношениях, за исключением направления колебаний; его главное сечение имеет направление СЮ. В результате «скрещения» николей необыкновенный луч, вышедший из поляризатора, превращается в обыкновенный луч в анализаторе и полностью отражается от тонкого слоя канадского бальзама. Если между скрещенными николями ничего не помещено, то поляризованный свет свободно проходит из нижнего николя в верхний, где он полностью задерживается; поле зрения при этом совершенно темное.

Поле зрения остается темным, если поместить между скрещенными николями пластинку стекла или другого однопреломляющего вещества, так как оно не может изменить направления колебаний проходящих через него лучей. Канадский бальзам является также однопреломляющим веществом; поэтому все изменения темного поля исходят исключительно от минерала, помещенного между скрещенными николями.

**Изотропизм и анизотропизм.** Некоторые разрезы минералов — однопреломляющие и поэтому они совершенно темные между скрещенными николями; они остаются темными и при полном обороте столика микроскопа и носят название *изотропных*. Все разрезы минералов, кристаллизующихся в кубической системе, и разрезы по базису минералов, кристаллизующихся в квадратной или гексагональной системе, — *изотропны*. Все другие разрезы *анизотропны*, т. е. могут быть при вращении столика микроскопа поочередно темными и освещенными.

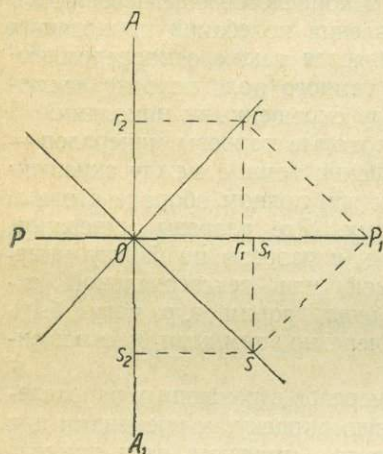
**Угасание.** Анизотропные разрезы минералов в различных направлениях обыкновенно обнаруживают различную окраску, но временами при вращении столика микроскопа они темнеют — угасают; если принять во внимание угол вращения — угасание происходит точно при интервалах в  $90^\circ$ . Например разрезы минерала *апатита* (кристаллизующегося в гексагональной системе), имеющие удлиненную форму, бесцветные, с большим показателем преломления и спайностью по базису, обнаруживают при вращении между скрещенными николями серую окраску; эта окраска угасает, когда края имеют направление СЮ или ЗВ. *Мусковит* представляет второй характерный пример. Он не имеет определенных очертаний, но в обыкновенном свете — бесцветен, обладает резко выраженной спайностью. Окраска между скрещенными николями яркая: розовая, синяя, зеленая; она угасает, когда спайность имеет направление СЮ или ЗВ. В обоих случаях происходит прямое угасание параллельно линии ограничения кристалла или трещинам спайности по направлению СЮ или ЗВ.

Другие минералы хотя и угасают при вращении столика микроскопа с интервалами в  $90^\circ$ , но угасание это может иметь и иное направление. Например разрез минерала *авгита* (окраска бледнокоричневая, высокий показатель преломления, одна или две системы правильных трещин спайности) угасает, когда линия ограничения зерна не параллельна направлению СЮ и ЗВ скрещенных нитей в окуляре.

Такие разрезы характеризуются косым угасанием. При этом иногда полезно определить положение, при котором происходит угасание, или определить угол угасания. При измерении этого угла делают отсчет от направления либо СЮ, либо ЗВ. Определение угла производится следующим образом: вращают столик микроскопа, пока пла-

стинка минерала не угаснет; делают отсчет; затем продолжают вращение, пока линия ограничения кристаллов не будет параллельной одному из направлений скрещенных николей (нити в окуляре), и во второй раз делают отсчет. Разница между отсчетами и представляет искомый угол угасания. При этом возможны две величины угла угасания; одна величина, если отсчитывать угол от направления СЮ николей, другая — от направления ЗВ. Обе величины дополнительные друг к другу; обычно при определении угла угасания берут меньшую из них.

**Интерференционная окраска.** Переходим к объяснению того, почему разрезы при одном направлении имеют интерференционную



Фиг. 15.

окраску, при другом угасают. Резюмируя сказанное выше, мы приходим к следующим выводам: 1) если лучи, вышедшие из поляризатора, продолжают в пластинке свои колебания в прежнем направлении, то по выходе из пластинки они будут погашены анализатором; 2) анизотропные разрезы имеют два взаимно перпендикулярные направления колебания и по другим направлениям колебания происходят не могут; 3) угасание наблюдается через каждые  $90^\circ$ .

Если оба направления колебаний в разрезе минерала совпадают с направлением скрещенных николей СЮ и ЗВ, лучи света, вышедшие из поляризатора, будут продолжать свои колебания в пластинке; по выходе из

нее колебания будут совершаться исключительно в направлении ЗВ, в анализаторе они испытают полное внутреннее отражение и будут погашены.

Подобный же результат должен быть получен после поворота столика микроскопа на  $90^\circ$ , так как тогда второе направление колебания, перпендикулярное первому, совпадает с направлением ЗВ, и опять происходит полное внутреннее отражение в анализаторе. В обоих случаях неизбежно угасание.

Причина появления интерференционной окраски, когда направления колебаний не параллельны направлению скрещенных николей, менее легко уясняется. Прежде всего необходимо запомнить, что лучи света могут проходить через минерал с колебаниями только по двум направлениям в разрезе; при этом они распространяются по этим направлениям с различной скоростью; поэтому по выходе из пластинки они обладают некоторой разницей хода. Предположим (фиг. 15), что направление колебаний в разрезе образует с направлением колебаний в скрещенных николях угол  $45^\circ$ . Лучи света, вышедшие из поляризатора, колеблются в направлении ЗВ ( $PP_1$ ); войдя в пластинку, они распадаются каждое на два колебания, происходящие в различных направлениях; одни в направлении СВ ( $Os$ ), другие СЗ ( $Or$ ); выйдя из пластинки, оба луча продолжают свой путь к анализатору; в последнем их колебания должны свестись к направлениям колебаний по СЮ ( $AA_1$ );

часть этих колебаний выходит из анализатора, другая часть поглощается им. Главное то, что колебания, вышедшие из разреза, происходят в различных направлениях  $O_r$  и  $O_s$  в кристалле, и благодаря этому получается некоторая разность хода. Встречая на дальнейшем пути анализатор, упомянутые колебания сводятся к двум колебаниям по линии  $AA_1$ , именно  $O_{r_2}$  и  $O_{s_2}$  и по  $PP_1$  —  $O_{s_1}$  и  $O_{r_1}$  из них вторые поглощаются в анализаторе, так как испытывают в нем полное внутреннее отражение, и проходят лишь колебания  $O_{r_2}$  и  $O_{s_2}$ . Колебания этих двух лучей в анализаторе сводятся в одну плоскость  $AA_1$  с противоположными фазами, и разность хода может быть выражена в длинах световой волны. Условия очевидно вполне подходящие для проявления интерференции, так как по крайней мере для одной из составных частей белого света разность хода лучей должна равняться нечетному числу полуволн  $(2n - 1) \frac{h}{2}$ . В результате подобной интер-

ференции происходит угасание данного цвета; дополнительная интерференционная окраска получается в анализаторе и достигает глаза.

Интерференционная окраска зависит исключительно от разности хода двух лучей, проходящих через пластинку минерала. Это явление резко отличается от плеохроизма, который зависит от различной силы поглощения двух направлений колебания лучей.

Разность хода двух лучей зависит: 1) от толщины пластинки, 2) кристаллографического положения разреза, 3) природы минерала (разности его показателей преломления или силы двойного лучепреломления).

I. Зависимость разности хода от толщины разреза анизотропных минералов может быть хорошо продемонстрирована, если вставить клин из кварца или гипса между скрещенными николями. Кристаллы гипса и кварца являются наиболее подходящими для подобного исследования. Из гипса, обладающего весьма совершенной спайностью по клинопинакoidу 010, откалывают пластинку толщиной приблизительно 1,5 мм и от этого слоя в свою очередь отрезают небольшой прямоугольник, равный 2,5 мм × 40 мм; края прямоугольника должны быть параллельны обоим направлениям колебания лучей. Для этого можно нанести линии ЗВ или СЮ на пластинке, определив эти направления по угасанию между скрещенными николями. Прямоугольник должен быть прикреплен при помощи канадского бальзама к стеклянной пластинке в 12 мм ширины и тщательно шлифован так, чтобы один конец был возможно более тонкий при сохранении обыкновенной толщины второго. Если вставить такой клин между скрещенными николями в положении СВ : ЮЗ или СЗ : ЮВ, он обнаруживает непрерывный ряд ярко окрашенных полос, образующих так называемую шкалу Ньютона. Каждый студент должен с самого начала тщательно изучить эту шкалу цветов на деле, так как никакое описание на словах не может дать истинного представления о ней. В дальнейшем изложении придется очень часто ссылаться на эту шкалу; сейчас мы можем рассматривать ее лишь как подтверждение того, что различные интерференционные цвета зависят от толщины двупреломляющегося минерала: при большей толщине наблюдается большая разность хода и более высокая интерференционная окраска.

II. Зависимость разности хода от различного кристаллографического положения разреза, когда один и тот же двупреломляющий минерал при обыкновенной толщине пластинки дает различную интерференционную окраску, может быть легко продемонстрирована почти в каждом минерале. Лучше всего для этого взять кварц. Если взять три разреза кварца одинаковой толщины, например параллельный базису, ромбоэдру и призме, они обнаруживают совершенно различную окраску между скрещенными николями: разрез по базису изотропный, два другие — анизотропны. Разрез параллельный ромбоэдру при поляризации дает серую окраску, параллельный призме — желтую. Минерал барит также дает в этом смысле хорошие результаты. Интерференционная окраска разреза (по 100) — желтая, разреза (по 010) — ярко-красная, синяя, зеленая.

III. Зависимость интерференционной окраски от природы минералов может быть продемонстрирована путем одновременного исследования призматических разрезов кварца и кальцита.

Интерференционная окраска кварца желтая, кальцита — светло-серая [белый цвет высшего порядка].

**Сила двойного лучепреломления.** Различная интерференционная окраска анизотропных разрезов зависит от разности хода лучей в разрезе, т. е. от различной скорости лучей, или, иначе говоря, от разницы между двумя показателями преломления; так как скорости величины обратно пропорциональны показателям преломления, разность хода увеличивается очевидно с утолщением пластинок. На примере кварца мы видели, что в зависимости от различного положения разрезов последние имеют различную интерференционную окраску; если мы сравним эти цвета с цветами ньютоновской шкалы, то увидим, что все три цвета находятся у тонкого конца клина. Из этих трех окрасок желтая является наивысшей, и эту окраску дает разрез минерала с наибольшей разницей показателей преломления. Ни один другой разрез кварца не дает интерференционной окраски высшего порядка в шкале, чем желтая окраска призматического разреза, иначе говоря, такой разрез содержит два направления колебаний, обладающих максимальной для данного минерала разницей в скорости распространения. Эта разница может быть лучше всего изображена при помощи числовых данных как разница между двумя показателями преломления минералов.

Можно продемонстрировать экспериментально, что когда свет колеблется параллельно кристаллографической оси с кварца, показатель преломления равен 1,553, перпендикулярно этому направлению — 1,544. Разница в 0,009, которую можно очевидно измерить, представляет собою величину двойного лучепреломления для данного минерала, и эта величина называется силой двойного лучепреломления.

Каждый двупреломляющий минерал имеет подобно кварцу определенный разрез с двумя направлениями колебаний, обладающими наибольшей и наименьшей для данного минерала скоростями распространения и следовательно два показателя преломления: наименьший  $N_p$  и наибольший  $N_g$ . Свет, колеблясь в этих направлениях, дает максимальную разницу показателей преломления; разница эта — сила двойного лучепреломления данного минерала, и в числовом изображении дает нам представление о том, какие интерференционные окраски может дать разрез минерала в шлифе обыкновенной толщины.

**Шкала Ньютона.** Так как приходится часто ссылаться на краски ньютоновской шкалы, необходимо рассмотреть их более подробно. Рассматривая эти цвета, начиная от тонкого конца клина, мы видим, что первые цвета — темносерый, светлосерый, белый, желтый и красный до фиолетового — это цвета так называемого первого (1) порядка. Между последующими цветами с известными интервалами в виде окраски фиолетового цвета расположены синие, зелено-желтые, оранжевые, красные полосы цвета второго, третьего и т. д. порядков, которые становятся все бледнее и бледнее, пока не будут неотличимыми от светлосерого или белого цвета. Эти повторяющиеся полосы дают возможность разбить шкалу на ряд цветов определенных порядков. Довольно трудно установить, на сколько частей можно разбить такой клин, так как для некоторых исследователей цвет высшего порядка может показаться розовым или зеленым, в то время как для других просто белым или серым. Однако можно твердо установить цвета семи порядков. Только после длительной практики можно определенно установить при исследовании зерен минерала между скрещенными николями, к какому именно порядку принадлежит данный цвет. Окраски цвета первого порядка наиболее характерны; второго и третьего наиболее яркие в шкале; наконец окраски более высокого порядка наиболее бледные. Необходимо отметить, что слова *высокий* и *яркий* не должны никогда употребляться как синонимы; цвета высшего порядка в шкале не яркие.

Анизотропный разрез, бесцветный в обыкновенном свете, приобретает между скрещенными николями окраску, возникающую исключительно вследствие интерференции. Но разрез анизотропного минерала, поглощающий некоторые составные части белого света, представляет более сложный случай. Мусковит, бесцветный в обыкновенном свете, имеет яркокрасную, синюю, зеленую интерференционную окраску. Биотит, обладающий приблизительно такой же силой двойного лучепреломления, обычно имеет серовато-коричневую интерференционную окраску. Это объясняется конечно тем, что в биотите сливаются интерференционная окраска и окраска поглощенная. В турмалине и коричневой роговой обманке также наблюдается подобное загрязнение интерференционной окраски; наконец коричневатый титанит, который дает беловато-серую интерференционную окраску высшего порядка, имеет между скрещенными николями окраску, почти не отличающуюся от окраски поглощения без анализатора. Можно лишь сказать, что такой разрез титанита анизотропный.

Лишь немногие минералы дают между скрещенными николями аномальную поляризационную окраску. Эти цвета не фигурируют в шкале Ньютона и наблюдаются только в немногих минералах с очень слабым двойным лучепреломлением. Хлорит (моноклинический) и цоизит (ромбический), родственные эпидоту, иногда обнаруживают такую ультра-синюю или ультракоричневую окраску. Появление этих интерференционных окрасок можно очевидно объяснить тем, что разрез для одних цветов спектра является изотропным, для других — анизотропным или же для одних сила двойного лучепреломления меньше, чем для других.

**Двойники.** Некоторые разрезы минералов полностью просветляются или угасают; изменение их окраски зависит от различной толщины пластинки. Однако существуют и такие зерна минералов, поверхность

которых между скрещенными николями делится по резко очерченной прямой линии на две части; одна часть угасает в то время как другая освещена, и наоборот. Интерференционная окраска этих двух частей поверхности совершенно различна. Зерна ортоклаза часто обладают этим свойством: половина зерна окрашена в желтый цвет, другая в серый. Такая особенность является признаком двойникового сложения и имеет большое значение при определении минералов. Неодновременное угасание двойников объясняется их различной кристаллографической ориентировкой: взаимно перпендикулярные направления колебаний не параллельны друг другу в соседних половинах. Различная интерференционная окраска обеих половин двойников объясняется их различным кристаллографическим положением; они подобны в этом отношении двум различным разрезам одного и того же минерала. Двойниковое сложение, при котором разрез делится только на две части, называется простым двойниковым сложением.

Разрезы плагиоклазов, например лабрадора, обладают другим типом двойникового срастания. В этом случае поверхность кристалла делится не на две, а на три и большее число частей. Если рассматривать такой кристалл между скрещенными николями, получается ряд полосок, одновременно угасающих, то темных, то освещенных. Такое двойниковое сложение называется *полисинтетическим*.

То, что некоторые минералы обычно обладают двойниковым сложением, а другие никогда им не обладают, имеет большое значение при определении минералов. Простое двойниковое сложение дает возможность отличить ортоклаз от кварца и плагиоклаза, обладающего полисинтетическим двойниковым сложением.

Двойниковое срастание с одновременным угасанием наблюдается только в анизотропных разрезах. Минералы, кристаллизующиеся в кубической системе, подобным угасанием не обладают, и поэтому довольно трудно установить присутствие двойников в разрезах минералов с такой высокой степенью симметрии. Иногда двойники могут быть узнаны по входящим углам, хотя подобный способ определения не вполне точен.

**Зонарная структура.** О зонарной структуре таких минералов, как плагиоклазы, мы уже упоминали выше и указывали, что это характерное свойство наблюдается в обыкновенном свете вследствие того, что различные разрезы имеют неодинаковые показатели преломления и обладают иногда различной степенью выветривания. Но такие зоны часто совершенно незаметны, пока исследование не произведено между скрещенными николями. Зонарная структура наиболее ясно выступает при определенном положении кристалла под микроскопом, каждая отдельная зона обладает характерным для нее угасанием. В пироксенах также зонарная структура, невидимая в обыкновенном свете, иногда видна между скрещенными николями.

**Оптические аномалии.** Обычно все разрезы минералов, кристаллизующихся в кубической системе, должны быть изотропными между скрещенными николями. В то же время некоторые разрезы лейцита, обычно кристаллизующегося в кубической системе, имеют серую интерференционную окраску и пересекающиеся друг с другом полосы.

Аномалия заключается в том, что кубический минерал анизотропен; эта аномалия должна существовать до тех пор, пока мы не будем

рассматривать этот минерал как минерал, принадлежащий к данной системе. Минерал этот в действительности не кубический минерал, но его кристаллы обладают симметрией, настолько близкой к симметрии трапецоэдра, что довольно трудно классифицировать его иначе. Некоторые разрезы граната обладают аналогичной аномалией.

**Агрегатная поляризация.** Это явление наблюдается в тех случаях, когда продуктами разрушения одного минерала является совокупность небольших анизотропных зерен другого минерала или минералов. Эти зерна имеют всевозможные положения; поэтому в агрегатах их никогда не наблюдается полного угасания; псевдоморфный минерал часто приводит в недоумение студентов. Но если смотреть на такой минерал как на совокупность небольших зерен, явление становится вполне понятным.

**Определение интерференционной окраски.** До сих пор мы пользовались кварцевым клином только для того, чтобы продемонстрировать зависимость интерференционной окраски от различной толщины анизотропного разреза.

Как было уже отмечено выше, изучающий может научиться на практике, путем простого наблюдения, отличать порядок интерференционной окраски данного разреза минерала; но при помощи кварцевого клина можно получить более точные сведения. Для этого кладут между скрещенными николями более или менее крупное зерно двупреломлящего минерала в шлифе и вращают столик микроскопа до тех пор, пока он не займет положения, при котором его интерференционная окраска наиболее яркая; тогда вставляют кварцевый клин в отверстие в тубусе микроскопа, следовательно над исследуемым зерном. При таких условиях интерференционный эффект дает как минерал на столике микроскопа, так и кварцевый клин.

Возможны два случая:

1. Действие обеих пластинок дает сумму двух величин, имеющих одинаковый знак; получается интерференционная окраска обеих более высокого порядка, чем интерференционная окраска каждого минерала в отдельности (фиг. 16, 1).

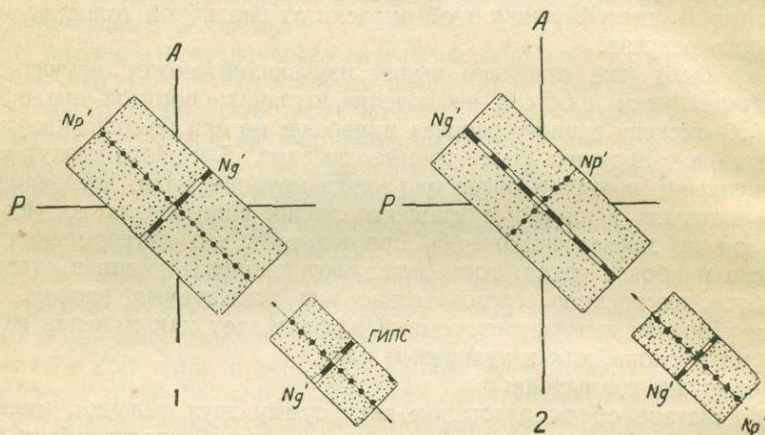
2. Действие пластинок дает сумму двух величин с различными знаками: интерференционная окраска обеих ниже, чем для каждой из них в отдельности (уменьшение или компенсация разности хода одного минерала разностью хода в другом) (фиг. 16, 2).

Нас интересует второй случай. При вращении столика микроскопа на  $90^\circ$  можно превратить первый (1) случай во второй (2) случай. Поставив обе пластинки в так называемое перекрещенное положение, мы увидим, что при определенном положении последнего появится черная полоса в шкале вместо одной из цветных полос, которая соответствует интерференционной окраске данного разреза минерала. Если разрез минерала, интерференционную окраску которого мы хотим определить, представляет отдельное зерно или зерно, расположенное у края шлифа горной породы, можно продемонстрировать это явление, положив разрез так, чтобы он был прикрыт только одним краем клина. На этом краю мы увидим черную полосу, как результат явления компенсации разности хода; на другом — обыкновенную интерференционную окраску; эта черная полоса будет продолжаться через весь клин вместо цветной полосы, обладающей характерной для данного минерала интерференционной окраской.

Этот опыт компенсации можно произвести с любым анизотропным разрезом, хотя при исследовании малых зерен минералов, или зерен неравномерной толщины необходимо быть весьма осторожным при выводе заключения.

Для каждого минерала, обладающего двойным лучепреломлением, характерна его сила двойного лучепреломления,  $Ng - Np$ , т. е. разница между наибольшим  $Ng$  и наименьшим  $Np$  показателем преломления.

Если минералы обладают различной силой двойного лучепреломления, пластинки их, вырезанные параллельно наибольшему и наименьшему показателю преломления каждого из них, при одной и той же толщине пластинки отличаются интерференционной окраской. Как мы видели, эта окраска зависит 1) от разности между показателями преломления разреза и 2) от толщины пластинки.



Фиг. 16.

Наиболее характерной является разница между наибольшим и наименьшим показателем преломления  $Ng - Np$ ; для этого необходимо найти разрезы, обладающие наиболее высокой интерференционной окраской; по этой наиболее высокой интерференционной окраске мы, зная толщину пластинки, можем, пользуясь специальной таблицей, составленной французским петрографом Мишель Леви, определить силу двойного лучепреломления в числовых величинах (например для ортоклаза  $Ng - Np = 0,007$ , для мусковита  $Ng - Np = 0,042$  и т. д.).

**Определение силы двойного лучепреломления при помощи таблицы Мишель Леви.** Очень удобным и довольно точным методом определения силы двойного лучепреломления является пользование таблицей Мишель Леви. На таблице Мишель Леви нанесены вертикальные цветные полосы; эти полосы обладают цветом интерференционной окраски, начиная от самой низкой (первого порядка) до порядка пятого или шестого, получаемых при различных, постепенно увеличивающихся разностях хода. Граница между порядком цветов определяется положением фиолетовых полос. На таблице видно, что наиболее низкая

окраска темносерая, затем в порядке повышения окраски получаем цвета первого порядка — синеvато-серый, серовато-белый, желтовато-белый, желтый, оранжевый, красный, фиолетовый. Затем следуют цвета второго порядка в следующей последовательности: фиолетово-синий, синий, голубой, зеленый, зеленоvато-желтый, желтый, оранжевый, красный и фиолетовый второго порядка. Вслед за фиолетовым цветом второго порядка следуют в той же последовательности те же, но более бледные цвета третьего порядка до фиолетового третьего порядка, между фиолетовым третьим и четвертым порядком — те же цвета и с той же последовательностью, но еще более бледные цвета четвертого порядка, далее пятого и шестого и других порядков.

Наиболее яркие окраски — конца первого порядка и второго порядка, цвета третьего порядка — более бледные, чем второго порядка, остальные тем бледнее, чем выше их интерференционная окраска; при более высокой интерференционной окраске получается *белый цвет высшего порядка*.

На таблице нанесены далее *горизонтальные линии*, соответствующие толщине шлифа, с отметками через каждые 0,01 мм и с соответствующими более мелкими делениями через 0,001 мм.

Кроме того нанесены линии расходящимся пучком, начиная из левого нижнего рисунка как центра. На концах этих линий нанесены числа, соответствующие *силе двойного лучепреломления*, кроме того против каждого числа стоит название минерала или группы минералов, обладающих этой же силой двойного лучепреломления.

Пользование таблицей следующее: изучая в шлифе зерна одного и того же минерала, например роговой обманки, разрезанные шлифом в разнообразных направлениях, находят зерно с наиболее высокой в данном шлифе для данного минерала интерференционной окраской. Найдя, что данная окраска минерала является наиболее высокой, например красная первого порядка, и зная толщину шлифа, например 0,04 мм, находят место пересечения данного цвета (вертикальная полоса красного цвета первого порядка) с горизонтальной линией, отыскивают число, стоящее против радиальной линии, проходящей через это место пересечения двух первых линий — вертикальной и горизонтальной; число, стоящее в конце радиальной линии, — сила двойного лучепреломления.

Толщина определяется либо при помощи микрометрического винта, имеющегося на тубусе микроскопа, либо легче всего иным способом. Если в шлифе имеются зерна минерала, сила двойного лучепреломления которого известна (например зерна кварца, сила двойного лучепреломления которого равна 0,009), находят зерно его с наиболее высокой интерференционной окраской. Цвет такого зерна находят на таблице Мишель Леви среди вертикальных линий (например окраска светло-желтая первого порядка). Там, где эта вертикальная линия пересекается радиальной линией с обозначением на конце ее 0,009, горизонтальная линия будет соответствовать толщине шлифа. Этой величиной пользуются при определении силы двойного лучепреломления других минералов в том же шлифе.

*Пример.* Наиболее высокая интерференционная окраска синяя второго порядка; толщина пластинки 0,03 мм; находим по таблице силу двойного лучепреломления минерала, равную 0,016.

## Методические указания

[При изучении минералов между скрещенными николями необходимо при наличии поляризатора под столиком микроскопа вдвинуть в тубус микроскопа анализатор так, чтобы направление колебаний в нем было перпендикулярно к направлению колебаний в анализаторе. Необходимо перед началом работы с микроскопом проверить, действительно ли николи взаимно перпендикулярны и направления колебаний их параллельны нитям в окуляре.

Прежде всего проверяют установку поляризатора так, как указано на стр. 6. Затем скрещивают николи и наблюдают, произошло ли угасание листочка биотита, перпендикулярного спайности; в последнем при этом трещины спайности должны быть строго параллельны одной из нитей окуляра. Если при вдвигании анализатора не получается затемнения света, проходящего без него через микроскоп, николи не скрещены, необходимо повернуть поляризатор до полного затемнения; такую установку поляризатора следует производить без окуляра.

Для изучения угасания рекомендуется брать для прямого угасания разрезы биотита или апатита (в граните), для косых угасаний — разрезы роговой обманки (в диорите, амфиболите) или авгита (габбро, пироксенит).

Для получения наиболее интенсивной для данного разреза интерференционной окраски при скрещенных николях разрез минерала ставят на угасание; последнее легче узнается, чем наибольшее просветление; отметив на нониусе положение столика микроскопа, вращают столик на  $45^\circ$ . В таком случае получается наиболее интенсивная интерференционная окраска.

При изучении двойников рекомендуется брать шлифы габбровых пород, в которых особенно хорошо видны полисинтетические двойники лабрадора. В ряде гранитов и сиенитов можно наблюдать простые двойники ортоклаза.

Компенсация при помощи кварцевого клина производится таким образом: разрез минерала между скрещенными николями ставят на угасание; отмечают на нониусе столика микроскопа угол и поворачивают столик на  $45^\circ$ , замечая направление поворота (по или против часовой стрелки). Вдвигают кварцевый клин с ЮВ на СЗ в отверстие над объективом; наблюдают изменение окраски: интерференционная окраска повышается — пластинка и кварцевый клин находятся в параллельном положении, если окраска понижается, наблюдается перекрещенное положение.

Определение силы двойного лучепреломления по таблице Мишель Леви:

1. Находят между скрещенными николями разрез данного минерала, обладающий наиболее высокой окраской (например пересматривая для этого один за другим имеющиеся в шлифе разрезы этого минерала, фиолетовую второго порядка).

2. Зная толщину шлифа (например  $d = 0,03$  мм), отыскивают на таблице Мишель Леви место пересечения горизонтальной линии, соответствующей толщине шлифа (в данном случае  $0,03$  мм) с вертикальной окрашенной линией (в данном случае фиолетовой второго порядка); одна из расходящихся радиальным пучком линий проходит через место пересечения первых двух линий. На верхнем (СВ) конце этой линии находим число (в данном случае  $0,015$ ), указывающее на силу двойного лучепреломления минерала (в данном случае  $N_g - N_p = 0,015$ ).

## Вопросы

1. Как устанавливаются скрещенные николи?
2. Как отличить в шлифе изотропный минерал от анизотропного?
3. Что называется угасанием минерала и когда оно наблюдается?
4. Какие условия должны иметься для того, чтобы минерал угас между скрещенными николями?
5. Чем отличается прямое угасание от косого?
6. В чем заключается интерференционная окраска и в каких минералах она наблюдается (каких систем)?
7. Что такое разность хода и при каких условиях она получается?
8. Отчего зависит разность хода? Назовите три главных фактора, от которых она зависит.
9. В чем заключается сила двойного лучепреломления, насколько она характерна для каждого отдельного минерала и какое ее практическое значение?
10. Что называется порядком интерференционной окраски и чем отличаются цвета одного порядка от другого?
11. В чем заключается отличие цветов первого порядка от цветов более высоких порядков?
12. Какие результаты получаются при изучении двойников между скрещенными николями; чем отличаются двойники простые от полисинтетических. Приведите примеры.
13. Как установить присутствие зонарной структуры в минерале между скрещенными николями?
14. По каким признакам устанавливается наличие оптических аномалий при скрещенных николях?
15. Чем отличается агрегатная поляризация?
16. Как определяется сила двойного лучепреломления по таблице Мишель Леви?]

**Оптическая индикатриса.** Для наилучшего усвоения оптических явлений, происходящих в кристаллах, особенно удобно делать построение, носящее название *оптической индикатрисы*.

Оптическая индикатриса строится на показателях преломления путем откладывания в разных направлениях линий, пропорциональных величине этих показателей. Если по данному направлению распространяется луч света, он обладает определенной скоростью  $v$ . Эта скорость обратно пропорциональна показателю преломления  $n$ , т. е.  $v = \frac{1}{n}$  или

$$n = \frac{1}{v}.$$

Так как колебания света перпендикулярны к лучу, мы можем откладывать условно величины показателей преломления в направлениях колебания света. В *изотропной* среде скорость света во всех направлениях одинакова; поэтому отлагаемые нами по направлениям колебаний величины, пропорциональные показателям преломления, будут во всех направлениях одинаковы. Соединяем общей поверхностью концы этих линий, пропорциональных показателям преломления лучей, распространяющихся из данной точки внутри изотропного тела (каменная соль, плавленый шпат и т. д.), получаем поверхность шара. Таким образом

в кристаллах изотропных оптическая индикатриса представляет собой шар.

Значение такого шара следующее: в среде, для которой оптическая индикатриса имеет форму шара, получаем лучи, распространяющиеся во всех возможных направлениях с одинаковой скоростью, так как радиусы шара или, что то же, показатели преломления в этой среде во всех направлениях одинаковы. Следовательно одинакова и скорость.

Совершенно иное наблюдается в кристаллах *оптически одноосных*. В них скорость света не во всех направлениях одинакова. Исследование кристаллов квадратной и гексагональной систем показывает, что в них скорость света, судя по результатам определения показателей преломления света, по направлению вертикальной оси имеется лишь одна для всех лучей; в направлении, перпендикулярном к вертикальной оси, имеются два луча с двумя различными показателями преломления.

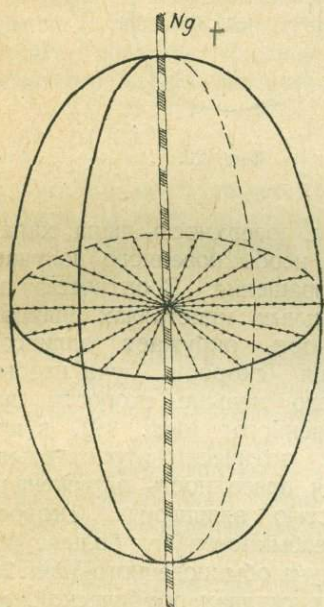
В таких кристаллах по всем направлениям распространяются два луча, с разной скоростью и с разными показателями преломления. Один луч распространяется с одинаковой скоростью по всем направлениям; он носит название луча *обыкновенного*; его показатель преломления во всех направлениях одинаков; другой луч обладает различной скоростью, зависящей от направления луча в кристаллах. Его мы называем лучом *необыкновенным*; его скорость, как и показатель преломления, меняются с направлениями. Лишь по одному направлению, именно по направлению вертикальной оси, получается один луч, колебания в котором происходят в различных направлениях, перпендикулярных к вертикальной оси; в этом направлении не получается двух лучей, т. е. не происходит двойного лучепреломления; оно называется *оптической осью*. Во всех других направлениях получаются два луча с двумя показателями преломления, т. е. происходит двойное лучепреломление. Наибольшая разница между скоростями лучей и между показателями преломления получается в направлении, перпендикулярном к оптической оси.

Индикатриса оптически одноосного кристалла строится на двух показателях преломления — по вертикальной оси откладывается показатель преломления *необыкновенного* луча, наиболее отличающийся от показателей преломления *обыкновенного* луча, по направлению, перпендикулярному к оптической оси (горизонтальному) — показатель преломления луча *обыкновенного*. Между этими двумя лучами откладываются величины, пропорциональные показателям преломления лучей *необыкновенных*, промежуточные между показателями преломления луча *обыкновенного* и наиболее отличающегося от него *необыкновенного*. Так как показатели преломления во всех направлениях, перпендикулярных к оптической оси, одинаковы, в результате получается фигура, имеющая форму эллипсоида вращения. Можно сказать, что оптическая индикатриса оптически одноосных кристаллов имеет форму эллипсоида вращения с вертикальной осью вращения (оптической осью) и круговым горизонтальным сечением.

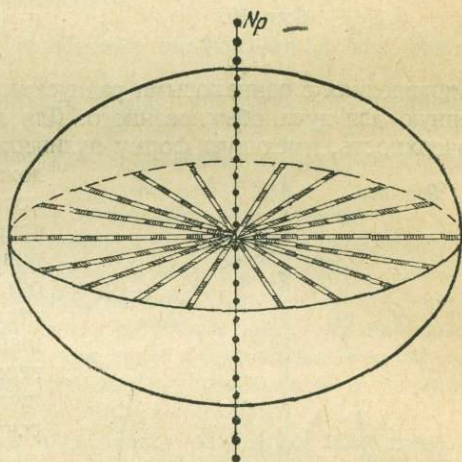
Если обозначить показатели преломления одноосного кристалла  $\omega$  для *обыкновенного* луча,  $\epsilon$  для *необыкновенного*, получаем, что в оптической индикатрисе одноосного кристалла с вертикальной осью совпадает направление колебаний луча с показателем преломления  $\epsilon$ , с горизонтальной — направление колебаний с показателем преломления  $\omega$ .

Может быть два случая. В одних минералах скорость обыкновенного луча  $o$  меньше скорости луча необыкновенного  $e$  ( $o < e$ ), показатель луча необыкновенного  $\epsilon$  больше показателя преломления луча обыкновенного  $\omega$  ( $\epsilon < \omega$ ); такие кристаллы носят название *оптически отрицательных*. Или наоборот, скорость луча обыкновенного  $o$  больше скорости луча необыкновенного  $e$  ( $o > e$ ), и показатель преломления луча обыкновенного  $\omega$  меньше показателя луча необыкновенного  $\epsilon$  ( $\epsilon > \omega$ ). Кристаллы такого рода носят название *оптически положительных*.

Следовательно оптическая индикатриса оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида вращения (фиг. 17), вытянутую по оптической оси, кристаллов оптически отрицательных — сплюснутую по той же оси (фиг. 18).



Фиг. 17.



Фиг. 18.

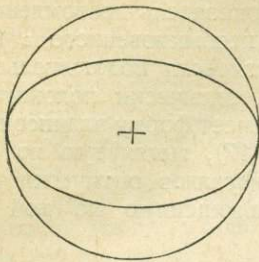
Такого рода оптическая индикатриса может служить для выявления скоростей распространения света и поляризации в кристаллах, если мы знаем положение ее в кристалле и направление разреза через нее.

Если разрез проведен перпендикулярно к оптической оси, луч, проходящий перпендикулярно к этому разрезу, будет колебаться по всем направлениям, перпендикулярным к оптической оси. Так как эти направления все одинаковы (радиусы кругового сечения), получается один неполяризованный луч (обыкновенного света).

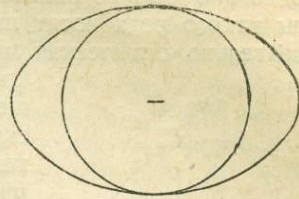
В разрезе, проведенном параллельно оптической оси, получается эллиптическое сечение индикатрисы с двумя диаметрами, из которых один соответствует показателю преломления луча обыкновенного, другой — необыкновенного. Если кристалл оптически положительный, у него с большим диаметром совпадает направление колебаний луча необыкновенного  $\epsilon$ , с наименьшим — луча обыкновенного  $\omega$ . В результате получают два направления колебаний, совпадающие с показателями преломления наибольшим и наименьшим из возможных в кристалле; следовательно в таком разрезе получается *наибольшая разница*

между показателями преломления этих лучей, одновременно и наибольшая разница между скоростями этих лучей.

Проводя лучи по разным направлениям в одинаковом кристалле, получаем для обыкновенного луча поверхность скоростей лучей во всех

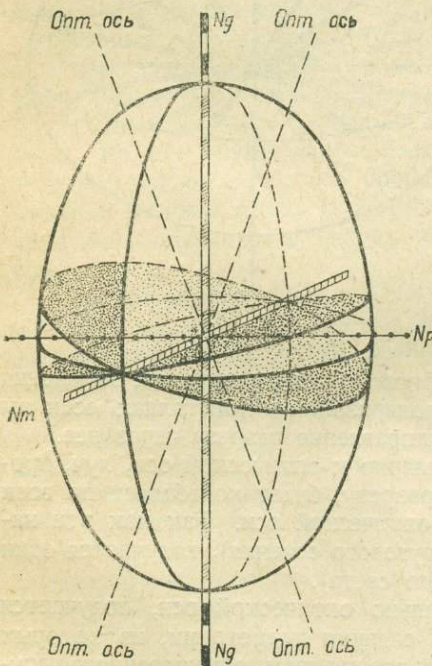


Фиг. 19.



Фиг. 20.

направлениях с одинаковыми радиусами, т. е. поверхность шара, характерную для луча обыкновенного. Для луча необыкновенного получаем поверхность, имеющую форму эллипсоида вращения. В оптически положительных кристаллах шаровая поверхность окружает эллипсоид вращения (скорость луча необыкновенного меньше скорости луча обыкновенного) (фиг. 19), в кристаллах оптически отрицательных шаровая поверхность окружена поверхностью эллипсоида (скорость луча необыкновенного больше скорости луча обыкновенного) (фиг. 20).



Фиг. 21.

В кристаллах ромбической, моноклинической и триклинической систем нет трех взаимно перпендикулярных направлений, равных друг другу; они всегда не равны друг другу. Поэтому в них и оптические свойства по этим трем взаимно перпендикулярным направлениям неодинаковы; в результате этого поверхность показателей преломления, или индикатриса, имеет форму не эллипсоида вращения, но более или менее сплюснутого эллипсоида, именно *трехосного* (фиг. 21). В трехосном эллипсоиде имеются два круговые сечения с радиусами, равными  $Nm$ , или среднему

показателю преломления, поэтому луч, распространяющийся по линии, перпендикулярной к такому сечению, не будет испытывать двойного лучепреломления (оптическая ось). Лучи, идущие по оптической оси, очевидно обладают показателем преломления средним, т. е. равным  $Nm$ .

Способы обозначения показателей преломления разнообразны. В настоящее время общеприняты способы обозначения показателей преломления наибольшего —  $N_g$ , среднего —  $N_m$  и наименьшего —  $N_p$ .

Другие способы обозначения следующие: наибольший показатель преломления —  $\gamma$ ,  $n\gamma$ ,  $z$ ; средний —  $\beta$ ,  $n\beta$ ,  $N\beta$ ,  $J$ ; наименьший —  $\alpha$ ,  $n\alpha$ ,  $N\alpha$ .

### Методические указания

[При изучении оптических свойств минералов большое значение имеет знание оптической индикатрисы и умение ею пользоваться. Поэтому на нее следует обратить внимание при более подробном изучении минералов и оптических свойств минералов. При отсутствии времени ее можно выпустить.]

### Вопросы

1. Что представляет собой оптическая индикатриса и как она построена, на каких величинах?
2. Какая зависимость существует между показателями преломления и скоростями?
3. Какую форму имеет оптическая индикатриса в изотропных минералах?
4. Как вывести скорость света из оптической индикатрисы?
5. Чем отличается форма оптической индикатрисы в одноосных минералах и как располагается ось вращения в них?
6. Что представляет собой оптическая ось?
7. В каких направлениях в одноосном кристалле получается наибольшая разность показателей преломления и как такая разность называется?
8. Как обозначаются главные показатели преломления в одноосных минералах?
9. Чем отличается оптическая индикатриса одноосных положительных и отрицательных минералов?
10. Чем отличаются поверхности волн в одноосных положительных и отрицательных минералах?
11. Какую форму имеет оптическая индикатриса двуосного минерала?
12. Почему минералы называются оптически двуосными? К каким системам они относятся?]

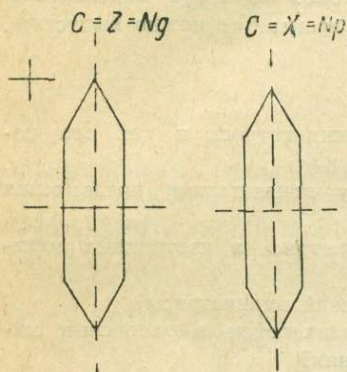
**Знак одноосного минерала** (квадратной или гексагональной системы). Как мы уже видели, разрез кварца, параллельный главной кристаллографической оси  $c$ , дает при поляризации желтую окраску первого порядка, наивысшую интерференционную окраску, возможную в разрезе кварца стандартной толщины. Все минералы, кристаллизующиеся в гексагональной или квадратной системе, сходны между собой в том отношении, что хотя наивысшая интерференционная окраска для каждого минерала зависит от силы двойного лучепреломления, они все обнаруживают наивысшую поляризационную окраску, если их кристаллографическая ось  $c$  лежит в плоскости разреза; это обозначает, что именно для такого разреза разность хода двух лучей, проходящих через него, достигает максимума; так как в подобных разрезах наблюдается прямое угасание, оба направления колебаний соответственно параллельны и перпендикулярны длине кристалла. Эти направления

являются направлениями колебаний лучей, обладающих максимальной для данного кристалла разностью хода и называются осями индикатрисы. Направление колебаний наиболее быстро распространяющегося луча называется осью  $Np$  кристалла, направление колебаний наиболее медленно распространяющегося луча — осью  $Ng$ .

Возможны два случая:

Когда  $c$  совпадает с  $Ng$  — двойное лучепреломление положительное (фиг. 22); когда  $c$  совпадает с  $Np$  — двойное лучепреломление отрицательное (фиг. 23).

Кварцевым клином можно пользоваться для того, чтобы определить, к какому из этих двух случаев относится определенный вертикальный разрез одноосного минерала.



Фиг. 22.

Фиг. 23.

Однако прежде чем это сделать, необходимо подробнее остановиться на особенностях кварцевого клина. Мы знаем, что оба направления колебаний в клине соответственно параллельны и перпендикулярны его длине, но мы еще не определили, какое из этих колебаний распространяется *быстрее* и какое *медленнее*. Для этого необходимо взять вертикальный разрез квадратного или гексагонального минерала, знак которого уже известен, лучше всего небольшой кристалл кварца. Известно, что кварц оптически положительный; поэтому в вертикальном разрезе длина его совпадает с направлением наибольшего показателя преломления  $Ng$ .

**Гипсовая пластинка.** Кварцевый клин может быть заменен гипсовой пластинкой, которая выкалывается из спайного куска воднопрозрачного гипса и обрезавается в виде кружка или в виде прямоугольной таблички; она вделана в специальную обойму так, что направление  $Np$  совпадает с длиной обоймы и вдвигается в тубус микроскопа в отверстие в нем, находящееся тотчас выше объектива, в направлении с ЮВ на СЗ.

Пластинка изготавливается такой толщины, чтобы интерференционная окраска ее была красновато-фиолетовая или фиолетово-красная первого порядка (иногда второго порядка); такая окраска является особенно чувствительной, и малейшее изменение разности хода изменяет окраску гипсовой пластинки например в желтый цвет (понижение интерференционной окраски или частичная компенсация разности хода в изучаемом минерале).

Разрез помещают между скрещенными николями так, чтобы получить наибольшее просветление, затем вставляют кварцевый клин в соответствующий прорез тубуса микроскопа так, чтобы направление  $a$  в нем имело вполне определенное положение.

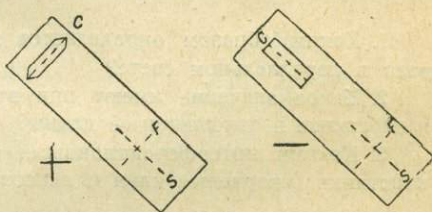
Кристалл и клин можно поставить во взаимно перекрещенное положение, если кристалл имеет направление СВ-ЮЗ или СЗ-ЮВ. Предположим, что перекрещенное положение достигнуто, когда ось  $c$  имеет направление СВ-ЮЗ, а длина клина СЗ-ЮВ. Мы знаем, что  $c$  — ось на-

правления наибольшего показателя преломления и  $A$  — направление наименьшего показателя преломления. В перекрещенном положении луч, который быстро прошел через кристалл кварца, проходит медленнее через клин, и наоборот. Поэтому лучи света, которые колеблются параллельно длине клина, проходят через него быстрее, а лучи, которые колеблются перпендикулярно длине, проходят через него медленнее.

Определив характер клина, можно говорить о нем, как о клине, в котором направление наименьшего показателя преломления  $N_p$  параллельно длине кварцевого клина. Мы можем таким образом определить знак каждого вертикального разреза минерала квадратной или гексагональной системы.

Длина апатита например совпадает с направлением оси  $c$ . Разрез, параллельный  $c$ , исследованный при помощи кварцевого клина между скрещенными николями, дает компенсацию тогда, когда длина его имеет направление СВ на ЮЗ.

Клин и кристалл имеют противоположный характер оптических направлений, так как мы знаем, что длина клина совпадает с наименьшим показателем преломления  $N_p$ . С  $c$  совпадает  $N_g$  и следовательно характер апатита отрицательный.



Фиг. 24.

Подобный опыт может быть произведен с любым вертикальным разрезом одноосного минерала, если мы знаем положение кристаллографической оси  $c$  в разрезе (фиг. 24).

Из предшествующего описания одноосных кристаллов можно сделать следующие выводы.

1. В каждом анизотропном разрезе имеются два направления колебаний, и эти направления взаимно перпендикулярны.

2. Два луча, проходя через такой разрез, распространяются в нем с различной скоростью.

3. В разрезе, содержащем кристаллографическую ось  $c$ , наблюдается максимальная разность или показателей преломления  $N_g - N_p$  или хода, которая дает ту или иную интерференционную окраску, характерную для данного минерала.

4. В таком разрезе направления колебаний соответственно параллельны и перпендикулярны кристаллографической оси  $c$ .

5. Направления колебаний, распространяющихся с наибольшей и наименьшей скоростями, носят название осей индикатрисы.

6. Оптический характер двойного лучепреломления может быть определен при помощи кварцевого клина или гипсовой пластинки.

### Методические указания

[При определении оптического характера удлинения минерала и самого минерала поступают таким образом.

Находят разрез данного минерала, вытянутый в определенном направлении. В оптически одноосных минералах это направление совпадает либо с вертикальной осью (апатит, турмалин, циркон и другие), реже,

в случае таблитчатого минерала — перпендикулярно к вертикальной оси (например нефелин). Узнается по тому, какие из разрезов данного минерала обладают наиболее высокой интерференционной окраской. Поворачивают минерал так, чтобы длина его заняла положение СЗ-ЮВ, в том же направлении вставляют одну из компенсационных пластинок — кварцевый клин, гипсовую пластинку, или слюдяную пластинку; зная точно направление  $N_g$  или  $N_p$  по длине пластинки, наблюдают за повышением или понижением окраски. Обращают внимание на то, понижается или повышается интерференционная окраска у того из минералов (самого минерала или одной из вдвинутых пластинок), где интерференционная окраска выше.

### Вопросы

1. Каким образом определяется знак удлинения и знак самого минерала в параллельном свете?
2. Какое значение имеют при этом оптические направления  $N_g$  и  $N_p$  в пластинке в отношении ее длины?
3. Какими интерференционными окрасками обладают компенсационные пластинки (кварцевый клин и гипсовая пластинка)?]

**Оптические свойства двuosных и одноосных минералов.** При исследовании кристалла видно, что многие разрезы могут быть параллельны оптической оси, т. е. вертикальной оси  $c$ , но все они имеют одинаковую интерференционную окраску и поэтому в каждом из них имеются две одинаковые оси индикатрисы. В оптически одноосном кристалле ось вращения совпадает с кристаллографической осью  $c$ , а бесчисленное количество других осей расположено в горизонтальной плоскости. В ромбической системе однако такое размещение не наблюдается. Разрез, содержащий кристаллографические оси  $a$  и  $c$  (второй пинакоид 010), дает совершенно другие поляризационные краски, чем разрез с осями  $b$  и  $c$  (первый пинакоид 100). Точно так же разрез, перпендикулярный  $c$  (третий пинакоид 001), не изотропный.

Очевидно существует большая разница между оптическими свойствами одноосного минерала и свойствами ромбического минерала.

[В кристаллах оптически двuosных, к которым принадлежат кристаллы ромбической, моноклинической и триклинической систем, оптическая индикатриса имеет форму трехосного эллипсоида; в этом последнем три взаимно перпендикулярные диаметра различны, каждый из этих трех диаметров соответствует показателям преломления: один наибольшему  $N_g$ , другой наименьшему  $N_p$ , третий среднему  $N_m$ . Трехосный эллипсоид отличается тем, что в нем можно провести два круговых сечения, проходящие через средний диаметр  $N_m$  таким образом, что наибольший  $N_g$  и наименьший  $N_p$  делят пополам угол между этими двумя круговыми сечениями.

Исходя из того, что было сказано выше, можно сделать следующие выводы: так как в трехосном эллипсоиде все сечения, кроме двух круговых, имеют форму эллипса, то лучи, идущие в направлениях, перпендикулярных этим эллипсам, должны давать по два плоскополяризованных луча с различными показателями преломления, соответствующими наибольшему  $N_g'$  и наименьшему  $N_p'$ , диаметрам соответствующего эл-

липтического сечения и следовательно с двумя различными скоростями,  $\frac{1}{N_g}$  и  $\frac{1}{N_p}$ , т. е. по всем направлениям происходит двойное лучепреломление, наибольшее в разрезах, параллельных наибольшему  $N_g$  и наименьшему  $N_p$  диаметрам эллипсоида.

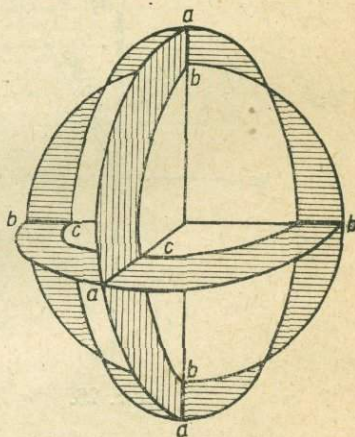
Исключение составляют два круговые сечения, перпендикулярно к которым проходят лучи с колебаниями по радиусам этих сечений; такие лучи проходят как лучи обыкновенного света, т. е. двойного лучепреломления не происходит.

Следовательно в кристаллах ромбических, моноклинических и триклинических имеются две *оптические оси*.

Линии, делящие пополам угол между оптическими осями, называются *биссектрисами*. Линия, делящая острый угол между оптическими осями, называется *острой*, или *первой* (I) *биссектрисой*; линия, делящая тупой угол — *тупой*, или *второй* (II) *биссектрисой*.

Плоскость, в которой располагаются оптические оси, проходящие параллельно линиям  $\gamma$  и  $a$ ; называется *плоскостью оптических осей*. Эта плоскость всегда располагается параллельно биссектрисам  $N_g$  и  $N_p$  и перпендикулярно к направлению  $Nm$ . Направление, перпендикулярное к плоскости оптических осей, называется *оптической нормалью* ( $N$ ), оно совпадает с средней осью эллипсоида  $Nm$ .

Поверхность скоростей лучей, которая может быть выведена из трехосного эллипсоида, характерна для двусных кристаллов и носит название *поверхности Френеля*. Она состоит из двух поверхностей сложной формы, пересекающихся друг с другом в четырех точках с четырьмя воронковидными углублениями у этих точек, около которых проходят оптические оси (фиг. 25).



Фиг. 25.

Различают два типа кристаллов двусных — оптически *положительные*, в которых с острой биссектрисой совпадает направление наибольшего показателя преломления  $N_g$  (фиг. 26), и кристаллы оптически *отрицательные*, в которых с острой биссектрисой совпадает направление наименьшего показателя преломления  $N_p$  (фиг. 27).

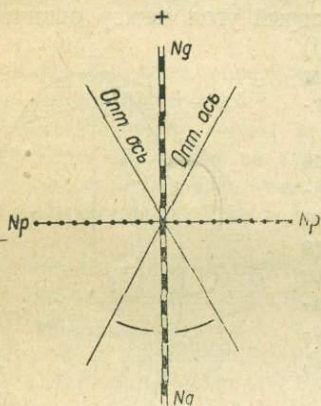
Угол между оптическими осями в различных минералах различен, колеблется от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ . Он носит название *действительного угла оптических осей* и обозначается  $2V$ .]

В ромбической системе все три оси эллипсооптической индикатрисы  $N_g$ ,  $Nm$  и  $N_p$  обязательно совпадают с тремя кристаллографическими осями; наша задача состоит в том, чтобы определить, с какими из трех кристаллографических осей эти оси совпадают. Третья кристаллографическая ось, хотя она является лишь направлением колебания луча, обладающим средним показателем преломления  $Nm$ , рассматривается как средняя ось индикатрисы и обозначается буквами  $Nm$ . Возможны

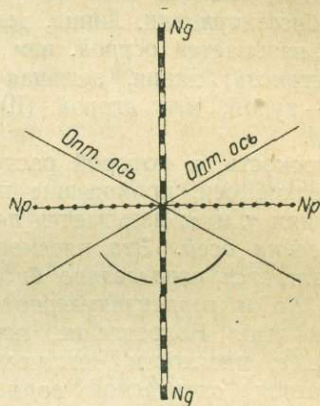
шесть случаев в системе ( $c$  — вертикальная ось,  $b$  — идущая мимо наблюдателя и  $a$  — идущая к наблюдателю).

1	2	3	4	5	6
$a = Ng$	$a = Ng$	$a = Nm$	$a = Nm$	$a = Np$	$a = Np$
$b = Nm$	$b = Np$	$b = Ng$	$b = Np$	$b = Nm$	$b = Ng$
$c = Np$	$c = Nm$	$c = Np$	$c = Ng$	$c = Ng$	$c = Nm$

Чтобы определить, какой из вышеприведенных случаев применим к ромбическому кристаллу, например бариту, нужно исследовать три разреза его, параллельных трем пинакоидам. Разрезы барита весьма легко приготовить, однако необходимо, чтобы разрезы были возможно более параллельны трем пинакоидам.



Фиг. 26.



Фиг. 27.

На основании определения направления угасаний в этих разрезах находим, что направления их колебаний (фиг. 28, 1 и 2) параллельны двум трещинам спайности (по базису и призме), причем первая более совершенная; судя по фиг. 28, 3 они делят пополам угол спайности по призме и очевидно совпадают с кристаллографическими осями.

Каждый разрез необходимо рассмотреть отдельно, вращая его прежде всего до максимального его освещения; при помощи кварцевого клина или гипсовой пластинки точно определяем направление наибольшего и наименьшего показателей преломления; при таком исследовании находим:

В первом разрезе при положении перекрещенном с параллельно длине гипсовой пластинки или кварцевого клина,  $c$  обладает меньшим показателем преломления, чем во втором разрезе.

Во втором разрезе при компенсации:  $c$  — параллельно длине клина,  $c$  — обладает меньшим показателем преломления.

В третьем разрезе при компенсации:  $b$  — параллельно длине клина,  $b$  — обладает меньшим показателем преломления.

Отсюда можно сделать следующие выводы:  $c > b > Np$ ,  $a = Np$ ;  $b = Nm$ ,  $c = Ng$ .

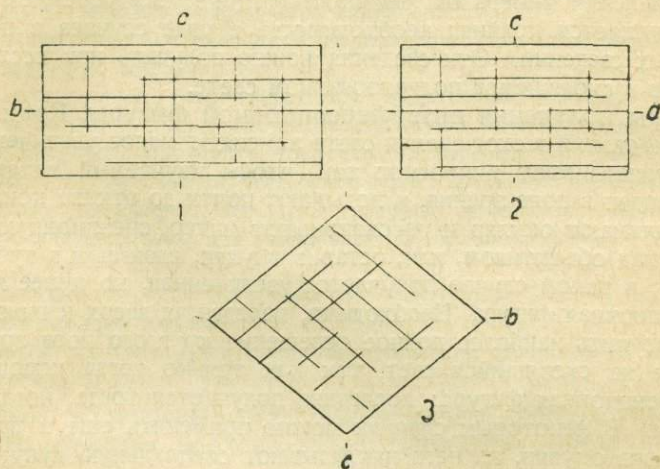
При тщательном исследовании с помощью кварцевого клина видно, что из трех разрезов второй обнаруживает наивысшую интерференци-

онную окраску; это подтверждает лишний раз тот факт, что в этом разрезе находятся оси с максимальной разницей хода  $N_g - N_r$  и с осями  $N_g$  и  $N_r$ . Из двух других разрезов третий имеет почти такую же высокую интерференционную окраску, как и второй, но весьма отличную от первой.

Отсюда вытекает, что скорость лучей, колебания которых происходят в направлении  $b$ , не является средней между двумя крайними.

Оптический характер минерала может быть точно определен лишь в сходящемся поляризованном свете.

Три оси  $N_g$ ,  $N_m$  и  $N_r$  имеются во всех трех группах двuosных минералов систем: ромбической, моноклинической и триклинической. Но так как в двух последних системах кристаллографические оси никогда



Фиг. 28.

не образуют прямых углов друг с другом, а оси эфира всегда образуют прямые углы, оба рода осей не всегда совпадают друг с другом. В моноклинической системе кристаллографическая ось  $b$  совпадает с одной из осей индикатрисы эфира, в то время как две другие лежат в плоскости симметрии. Расположение их может быть установлено при помощи измерения угла угасания в разрезе, параллельном плоскости симметрии (второй пинакоид 010). Эти оси индикатрисы могут и не совпадать с кристаллографическими осями  $a$  и  $c$ .

Степень симметрии триклинической системы настолько малая, что довольно трудно определить оптическое направление осей индикатрисы в кристаллах этой системы.

До сих пор при определении оптического направления мы исследовали только разрезы, содержащие две оси индикатрисы. Другие разрезы мы не рассматривали, чтобы не усложнять исследования. Вполне очевидно, что если разрез может иметь какое угодно направление через кристалл, только немногие из них будут содержать две оси индикатрисы; некоторые содержат только одну ось, тогда как в большинстве разрезов эти оси совершенно отсутствуют. Все эти разрезы однако обла-

дают двойным лучепреломлением и поэтому должны содержать два направления колебания. Необходимо отметить, что

1) в разрезах, содержащих две оси индикатрисы, колебания происходят параллельно этим осям,

2) в разрезах, содержащих одну из этих осей, направления колебаний соответственно параллельны и перпендикулярны этому направлению.

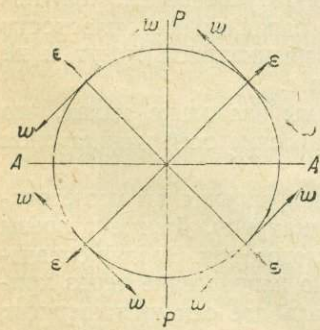
## Исследования минералов между скрещенными николями в сходящемся свете

До сих пор мы рассмотрели три метода исследования минералов в шлифе и убедились в необходимости применения всех трех методов при определении минералов. Однако и при таком всестороннем исследовании ощущается крайняя необходимость в ряде случаев в получении добавочных сведений. Эти сведения можно получить при исследовании минералов в сходящемся поляризованном свете.

**Методы получения интерференционной фигуры.** При производстве исследований в сходящемся свете заменяют малое увеличение большим; устанавливают микроскоп так, чтобы изучаемый материал был хорошо виден в поле зрения, и поднимают почти до отказа конденсатор. Затем вынимают окуляр и рассматривают интерференционную фигуру, видимую над объективом, или, оставив окуляр, вдвигают в тубус линзу Бертрана; в таком случае получается увеличенная, но менее ясная интерференционная фигура. Необходимо, передвигая вверх и вниз конденсатор, получить наиболее полное освещение круглого поля зрения при установке на сходящийся свет, так как только тогда хорошо видна интерференционная фигура; последняя получается тогда, когда николи скрещены. В некоторых случаях можно применять еще и третий метод: оставив окуляр, на него накладывают специальную лупу; в таком случае можно видеть маленькую отчетливую интерференционную фигуру, которая в особенно малом виде видна и простым глазом над стеклом окуляра.

### Методические указания

[Необходимо твердое знание оптических свойств минералов одноосных и двуосных и отношение положения оптической оси в минералах



Фиг. 28-а.

одноосных, главных показателей преломления или, что то же, главных оптических направлений в минералах двуосных  $Ng$ ,  $Nm$  и  $Np$ . Необходимо твердо усвоить, что с вертикальной осью в кристаллах оптически одноосных совпадает в положительных минералах ось  $Ng$ , в отрицательных ось  $Np$ .

Для облегчения дальнейшего изучения необходимо обратить внимание на то, что 1) в минералах одноосных плоскость, проходящую через оптическую ось и луч, мы называем *главной оптической плоскостью* и что 2) колебания лучей обыкновенного и необыкновенного происходят: *обыкновенного* — перпенди-

кулярно лучу и оптической плоскости, луча необыкновенного в оптической плоскости — перпендикулярно лучу и колебаниям луча обыкновенного (фиг. 28а).

В минералах оптически двуосных направления  $N_g$  и  $N_p$ , т. е. наибольшего и наименьшего показателей преломления, приходятся в плоскости оптических осей и всегда совпадают с биссектрисами.

Желательно уметь выводить скорости лучей как в одноосных минералах, так и в двуосных — только в главных сечениях трехосного эллипсоида.

### Вопросы

1. Чем отличаются оптические свойства минералов одноосных и ромбических?
2. Чем отличается трехосный эллипсоид и какие главные оси характерны для него. Что изображает этот эллипсоид?
3. Как найти круговые сечения в индикатрисе оптически одноосных и оптически двуосных минералов?
4. Определите точно, что называется в двуосных минералах оптическими осями, острой и тупой биссектрисой, оптической нормалью; изобразите их на рисунке. Нарисуйте трехосный эллипсоид, круговые сечения в нем, направления оптических осей, биссектрис; поставьте их обозначения.
5. Начертите оптические оси и биссектрисы в разрезе, параллельном плоскости оптических осей для минералов 1) положительных и 2) отрицательных.
6. Что называется действительным и кажущимся углом оптических осей, который из них больше?
7. Как могут располагаться главные оптические направления в ромбических минералах?]

**Одноосные и двуосные интерференционные фигуры.** В основу изучения на практике положен метод применения линзы Бертрана (фиг. 29).

Наблюдаются два типа интерференционных фигур, видимых при исследовании двупреломляющих разрезов минералов в сходящемся свете (табл. I). Один тип получается в разрезе по базису одноосных минералов, другой — в разрезах двуосного минерала, перпендикулярного острой биссектрисе (I) или оптической оси.

Как известно, луч света, проходящий через разрез двупреломляющего минерала, распадается на два луча, обладающие различной скоростью. Однако имеются также разрезы минералов, перпендикулярно к которым свет распространяется только с одной скоростью.

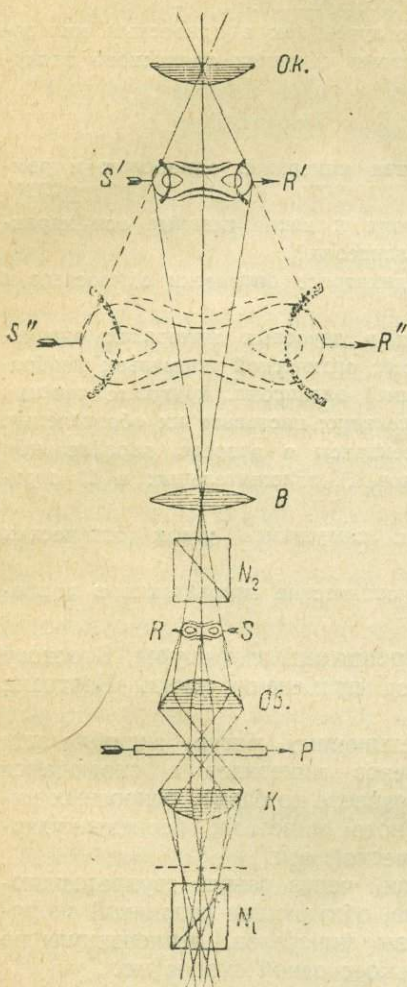
В кристаллах квадратной и гексагональной систем направление оптической оси всегда совпадает с вертикальной кристаллографической осью  $c$ . Эти кристаллы называются *одноосными*. В кристаллах ромбических, моноклинических и триклинических имеются два таких направления; поэтому они называются *двуосными*. Эти две оптические оси лежат обязательно в одной плоскости с осями  $N_g$  и  $N_p$  и расположены симметрически по отношению к ним, т. е. оси  $N_g$  и  $N_p$  делят пополам углы между оптическими осями.

Может быть два случая:

1.  $N_g$  делит пополам острый угол: двойное лучепреломление положительное (см. фиг. 33).

2.  $N_p$  делит пополам острый угол: двойное лучепреломление отрицательное (см. фиг. 34).

В обоих случаях  $N_t$  проходит перпендикулярно к плоскости оптических осей и называется *оптической нормалью* ( $N$ ).



Фиг. 29.

Особенно отчетливая и характерная *одноосная* интерференционная фигура получается в разрезе, перпендикулярном оптической оси. Она состоит обычно из ряда концентрических колец, с чередованием красок от центра по ньютоновской шкале, подобно чередованию цветов в кварцевом клине, начиная с тонкого конца его. Эта система колец пересекается в центре черным крестом с расположением балок СЮ и ЗВ. Фигура не изменяется при вращении столика микроскопа.

**[Объяснение интерференционной фигуры в одноосных минералах. (Фиг. 30.)** Разрез проведен перпендикулярно оптической оси. Помещенный на столике микроскопа он будет находиться в таком положении, что оптическая ось его будет идти в направлении оси микроскопа. Лучи сходящегося света будут образовывать пучок, в котором они будут идти под углами к вертикальной или оптической оси или оси микроскопа; углы тем больше, чем на большем расстоянии от центра поля зрения лучи выходят.

Следовательно лучи, выходящие в центре поля зрения, идут параллельно оптической оси; при скрещенных николях место их выхода темное, так как двойное лучепреломление по оптической оси не происходит.

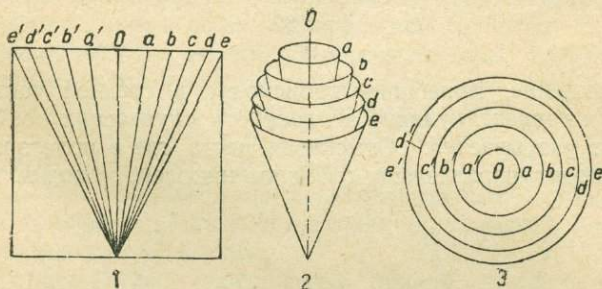
На некотором расстоянии от центра поля зрения лучи, образующие некоторый угол с оптической

осью, будут испытывать двойное лучепреломление; в связи с этим получится некоторая разность хода, которая будет для данного разреза зависеть: 1) от угла, который образует луч с оптической осью, и 2) от пути, который луч проходит по пластинке.

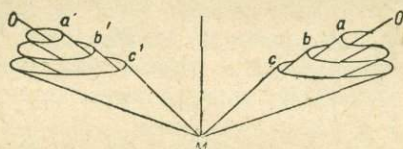
Чем больше расстояние от центра поля зрения, тем больше разность хода (увеличивается разность показателей преломления, приближаясь к наибольшей, получаемой в разрезе, параллельном оптической оси, и увеличивается путь по пластинке). В связи с этим по мере удаления

от центра поля зрения повышается интерференционная окраска. Так как лучи, образующие одинаковые углы с оптической осью, дают одинаковую разность хода (путь по пластинке и разность показателей преломления в них одинаковы), интерференционная окраска на равных расстояниях от центра будет одинакова. Следовательно получатся интерференционные кольца.

Одновременно получается черный крест благодаря следующему. Как мы видели (стр. 39), колебания в оптически одноосном минерале в каждом луче происходят по двум направлениям, взаимно перпендикулярным и перпендикулярным к лучу; одно колебание происходит в оптической плоскости, т. е. по радиусу круга (фиг. 29), другое перпендикулярно ему по касательной или перпендикулярно к радиусу круга. Нарисовав в поле зрения направления колебания для той или



Фиг. 30.

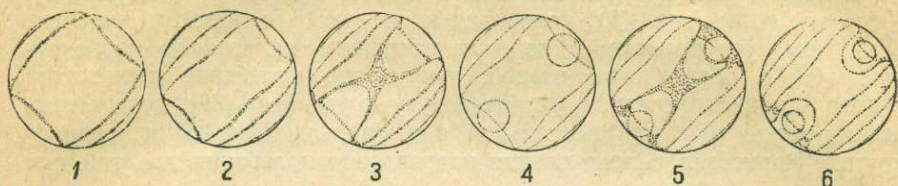


Фиг. 31.

иной точки его, мы видим, что часть лучей, именно те, которые в поле зрения выходят по месту нахождения нити в окуляре, будут колебаться параллельно и перпендикулярно к сечению николя; следовательно они будут погашены; поэтому по этим линиям мы получим две взаимно перпендикулярные черные полосы или черный крест; в квадратах промежуточных лучей, выходящие в них, дают по два колебания, образующие угол, смотря по положению места выхода луча, до  $45^\circ$  с сечениями николей; следовательно здесь получится наиболее интенсивная окраска поля зрения.

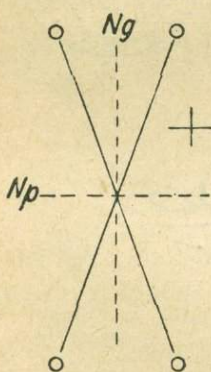
В оптически *двуосных минералах* в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе (фиг. 31), в поле зрения видны два выхода оптических осей, которые видны в поле зрения на равных расстояниях от центра его. Вокруг них, как вокруг оптических осей одноосных минералов, располагаются *изохроматические* цветные кольца; следовательно получается система двух колец; к краю поля зрения в более толстых пластинках они могут попарно соединяться в сжатые кольца или лемнискаты (фиг. 32).

Если плоскость оптических осей параллельна сечениям николей во всех точках, по которым в поле зрения намечаются направления сечений николей нитями в окуляре, колебания параллельны и перпендикулярны сечениям николей; поэтому получаются две взаимно перпендикулярные черные полосы или крест — черный крест. Если повернуть столик микроскопа на  $45^\circ$ , плоскость оптических осей занимает *диаго-*

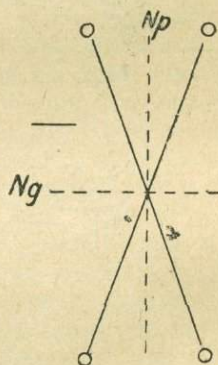


Фиг. 32.

*нальное* положение. Колебания происходят в средней части фигуры параллельно и перпендикулярно к плоскости оптических осей. Поэтому черный крест разрывается. Отыскивая места, где в поле зрения колебания происходят параллельно сечениям николей, находим их только



Фиг. 33.



Фиг. 34.

у мест выходов оптических осей и по линиям, располагающимся в виде гипербол, с вершинами, в которых находятся выходы одной из оптических осей.

Гипербола всегда повернута выпуклой стороной к выходу острой биссектрисы. Изогнутость гиперболы тем больше, чем меньше угол между оптическими осями; в том случае, если угол оптических осей равен  $90^\circ$ , гипербола имеет форму прямой линии.

Очень характерны разрезы перпендикулярные оптической оси. В них видна гипербола, изогнутая в сторону выхода острой биссектрисы и вращающаяся против часовой стрелки при вращении столика микроскопа по часовой стрелке.]

Особенно характерная двусонная интерференционная фигура получается в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе. Чередование цветов подобно чередованию их в одноосных фигурах, с той разницей,

что кольца в данном случае располагаются вокруг двух центров. Эти две группы колец снаружи расширяются и сливаются друг с другом, образуя лемнискаты, переходящие в эллипсы. Систему этих колец — лемнискат — пересекают черные полосы; в данном случае двусосного минерала наблюдается резкое изменение черного креста при вращении столика микроскопа. Через каждый центр изохроматических колец всегда проходит черная полоса; они образуют крест, когда плоскость оптических осей (линия, соединяющая два центра) имеет направление СЮ и ЗВ. Когда эта линия имеет направление СВ : ЮЗ или СЗ : ЮВ, крест распадается на две гиперболы, проходящие через эти же центры и обращенные выпуклой стороной к острой биссектрисе.

Интересно изучить влияние толщины разреза на одноосные и двусосные интерференционные фигуры. Это особенно легко наблюдать в минералах, имеющих трещины весьма совершенной спайности по направлению, перпендикулярному острой биссектрисе, как например слюды (биотит, флогопит и мусковит, последний двусосный). Необходимо исследовать целый ряд разрезов, начиная от более толстых и кончая тонкими. Если разрез биотита или флогопита достаточно тонкий, чтобы пропускать свет, можно наблюдать одноосную интерференционную фигуру с несколькими изохроматическими кольцами. Чем тоньше разрез, тем меньше количество колец, и наконец в последней стадии получается только один черный крест.

Мусковит представляет совершенный пример минерала с двусосной интерференционной фигурой (его пластинки перпендикулярны к острой биссектрисе). В данном случае также необходимо рассматривать разрезы от более толстых до более тонких. При этом кольца постепенно расширяются вокруг центра, пока наконец последнее кольцо не превратится в лемнискату или эллипс, или же не исчезнет совершенно из поля зрения. Во всех этих случаях гиперболы не меняют места своего расположения.

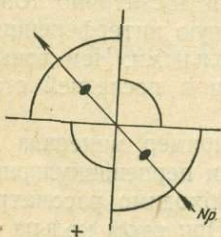
Подобное изменение — расширение колец — наблюдается также, если рассматривать разрезы, перпендикулярные к оптической оси (в одноосном) или острой биссектрисе (в двусосном) в ряде минералов в шлифах одной и той же толщины, начиная от минерала, имеющего большую силу двойного луча преломления и кончая минералом с меньшей силой двойного луча преломления.

При исследовании двусосных минералов видно, что в одних из них центры интерференционных фигур (вершины гипербол) ближе расположены друг к другу, в других — дальше; измерение расстояния между центрами служит грубым способом определения угла оптических осей (острого угла  $2E$ ). Различная величина угла оптических осей как бы указывает на то, что не существует резкого отличия между одноосными и двусосными минералами. Одноосные минералы можно рассматривать как особый случай двусосных с весьма малым углом оптических осей, с трудом подлежащих измерению. Биотит или флогопит является примером определенно двусосного минерала, так как при вращении столика микроскопа черный крест распадается на две гиперболы; но угол оптических осей настолько мал, что в интерференционной фигуре никогда не видно двух центров даже в толстых разрезах.

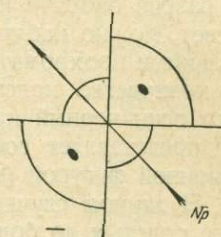
**Оптический характер одноосных минералов.** Разрез минерала, специально приготовленный для получения интерференционной фигуры,

не должен обязательно обладать толщиной обыкновенного шлифа; только при исследовании минералов с очень высоким двойным лучепреломлением такой шлиф дает наилучшие результаты. Как правило, минералы в шлифе при исследовании их в сходящемся поляризованном свете не обнаруживают окрашенных колец, а лишь черный крест или гиперболы, так как шлиф обычно тонкий (0,03—0,04 мм). Изучающие должны быть приготовлены к тому, что исследуемые фигуры обладают весьма разнообразным количеством цветных колец в поле зрения. Даже при одинаковой толщине шлифа количество колец в поле зрения зависит, как известно, от силы двойного лучепреломления соответствующих минералов; большую частью цветные кольца не видны.

Существуют методы, при помощи которых можно определить оптический характер каждого одноосного минерала, дающего интерференционную фигуру. При этом методе употребляются слюдяная или гипсовая пластинки. Слюдяная пластинка представляет собой небольшую прямоугольную плитку мусковита, обычно вырезанную так, чтобы на-



Фиг. 35.



Фиг. 36.

правление лучей, обладающих наибольшим показателем преломления  $N_p$ , было параллельно длине прямоугольника. Эта пластинка мусковита приклеена к стеклянной пластинке в 12 мм ширины. Получив интерференционную фигуру, вставляют слюдяную пластинку в прорез над объективом. При этом получается расширение колец в одной паре противоположных квадрантов и сокращение во второй паре их; там где происходит расширение, появляются два черные пятна вблизи центра поля зрения. Наблюдаются два случая:

Двойное лучепреломление *положительное* — прямая линия, соединяющая два пятна, параллельна длине пластинки (фиг. 35); когда двойное лучепреломление *отрицательное*, она перпендикулярна этой длине (фиг. 36).

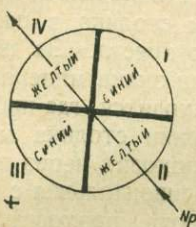
Этот метод может быть употреблен и при определении знака двuosного минерала (например биотита) с небольшим углом оптических осей (необходимо иметь в виду, что в некоторых слюдяных пластинках с длиной их совпадает ось  $N_g$ ).

[Можно пользоваться также гипсовой пластинкой, дающей фиолетово-красный цвет первого или второго порядка; с ее длиной совпадает  $N_p$ . Если в поле зрения виден черный крест, то, вдвинув пластинку в тубус микроскопа, мы увидим, что черный крест окрашивается в цвет гипсовой пластинки, а квадранты окрашиваются в следующие цвета.

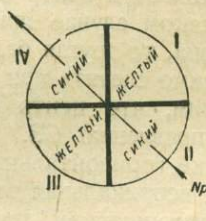
1. Минерал оптически *положительный*: синяя окраска появляется в квадрантах, расположенных перпендикулярно к длине гипсовой пластинки; в расположенных параллельно ей — в желтые цвета (фиг. 37).

2. Минерал оптически *отрицательный*: перпендикулярно длине гипсовой пластинки; окраска квадрантов желтая, по длине ее — синяя (фиг. 38).]

**Оптический характер двuosных минералов.** Получив интерференционную фигуру в разрезе, перпендикулярном первой биссектрисе, необходимо повернуть столик микроскопа так, чтобы след плоскости оптических осей занимал диагональное положение (лучше всего (СЗ-ЮВ)). Линза Бертрана должна быть удалена; в таком случае наблюдение производится в параллельном поляризованном свете при короткофокусном объективе. Столик микроскопа остается неподвижным. При таком исследовании вдвигаем слюдяную или гипсовую пластинку или кварцевый клин, наблюдаем или компенсацию или повышение интерференционной окраски.



Фиг. 37.



Фиг. 38.

Если плоскость оптических осей занимает положение СЗ-ЮВ и получается компенсация, а в исследуемой пластинке след плоскости оптических осей параллелен второй биссектрисе, то это направление должно быть направлением колебания  $N_g$  (если вдвинута гипсовая пластинка или кварцевый клин). В таком случае показатель преломления по оптической нормали меньше показателя преломления по тупой биссектрисе, иначе говоря тупая биссектриса —  $N_g$ ; острая биссектриса должна быть поэтому  $N_r$  и двойное лучепреломление — *отрицательным*.

Когда двойное лучепреломление положительное, компенсация получается, если кварцевый клин или гипсовую пластинку поместить перпендикулярно следу плоскости оптических осей.

Можно определить знак оптически двuosного минерала и в присутствии линзы Бертрана. В прорез нижней части тубуса вставляют кварцевый клин или гипсовую пластинку и тщательно наблюдают за интерференционной фигурой (плоскость оптических осей должна иметь направление СЗ-ЮВ или СВ-ЮЗ). При этом получают следующие изменения интерференционной фигуры: или кольца расширяются и превращаются иногда в лемнискаты, или наоборот, лемнискаты и кольца сжимаются. В первом случае имеет место параллельное положение кварцевого клина или гипсовой пластинки и минерала, во втором — взаимное перекрещенное положение их. Знак может быть определен так же, как и при применении вышеописанного метода.

**Неполные интерференционные фигуры** (в косых разрезах). Характерная одноосная интерференционная фигура получается в разрезе,

перпендикулярном вертикальной или оптической оси одноосного кристалла; но так как лишь немногие разрезы имеют такое направление, желательно знать метод определения знака двупреломления, когда разрез имеет какое-нибудь другое направление.

Характер интерференционной фигуры зависит главным образом от размера угла, под которым исследуемый разрез проведен к оптической оси минерала. Если разрез почти совершенно перпендикулярен к оптической оси, центр фигуры находится в поле зрения микроскопа, но не совпадает с центром этого поля; при вращении столика микроскопа центр фигуры описывает круг, концентрический с кругом, ограничивающим поле зрения. В таком случае оптический характер может быть определен при помощи слюдяной или гипсовой пластинки как и с интерференционной фигурой в разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Некоторые разрезы проведены настолько косо, что видна лишь часть системы колец и центр перекрестка балок на краю поля зрения; наконец эти кольца и центр креста могут находиться и за его пределом, но во всяком случае при вращении столика в поле зрения появляется то одна, то другая балка черного креста. За движением этих балок необходимо следить при определении знака минерала.

Предположим, что центр фигуры находится где-нибудь вне поля зрения по направлению СЗ. При вращении столика микроскопа по часовой стрелке горизонтальная балка проходит через поле зрения от С к Ю, потом вертикальная от В к З, горизонтальная с Ю на С, и наконец перед завершением полного оборота проходит вертикальная балка с З на В. Последовательность этих смен балок креста может быть иллюстрирована при помощи двух ручек, расположенных на круглой монете под прямым углом, крестообразно; центр креста должен описывать окружность большего диаметра, чем окружность монеты, так, чтобы балки креста, сохраняя направление СЮ и ЗВ, проходили поочередно через монету. Тогда будет видно, что центр фигуры возможно определить после полного оборота столика микроскопа.

Центр фигуры должен быть расположен так, чтобы прямая линия, соединяющая его с полем зрения, разрежала пополам один из углов, образованных скрещенными николями, например по направлению СВ. При таком положении можно удалить линзу Бертрана и произвести исследование в параллельном поляризованном свете при скрещенных николях с короткофокусным объективом; можно также оставить линзу Бертрана и большое увеличение.

Кварцевый клин, с длиной его, параллельной  $N_p$ , выдвигают в поля зрения, имея в виду, что пунктирная прямая линия соединяет оба центра (поля зрения и фигуры); происходит компенсация, если клин вставлен в направлении СЗ-ЮВ; компенсация в этом положении указывает на то, что двойное лучепреломление положительное, так как  $c = Ng$ .

Если компенсация получается тогда, когда пунктирная линия, соединяющая центр и поле зрения фигуры, имеет направление СВ-ЮЗ — двойное лучепреломление отрицательное, так как  $c = N_p$ . Определение знака минерала в случае двуслойной фигуры может быть достигнуто при помощи более сложных методов.

Можно воспользоваться также гипсовой пластинкой. Вращают в сходящемся свете фигуру разреза одноосного минерала, вырезанную косо к оптической оси, до тех пор, пока обе балки креста не расположатся одна параллельно сечению поляризатора, другая — анализатора и так, что центр креста и центр поля зрения располагаются по линии ЮВ-СЗ. В том же направлении вдвигают гипсовую пластинку. Поле зрения в положительном минерале окрашивается в желтый цвет, в оптически отрицательном — в синий (около центра креста).

При исследовании двупреломляющих минералов в сходящемся поляризованном свете прежде всего выясняют:

- 1) является ли минерал одноосным или двuosным,
- 2) каков знак его двойного лучепреломления.

Часто разрез настолько тонкий, что окрашенные кольца почти не видны, и хорошо видны лишь балки черного креста. Для получения интерференционной фигуры в двuosном минерале следует выбирать зерна кристаллов, дающие наиболее низкие интерференционные окраски. Черный крест, который сохраняется при вращении, также вертикальные и горизонтальные балки, проходящие через поле зрения в направлениях СЮ или ЗВ, являются признаками одноосного минерала. Черный крест, сменяющийся гиперболами, или балка креста, имеющая косое направление в поле зрения, при прохождении их через центр поля зрения являются признаками двuosных минералов. В данном случае не имеет значения, если в разрезе двuosного минерала, перпендикулярного одной из оптических осей, видна система концентрически окрашенных колец, пересеченных только одной черной балкой, оба конца которой при вращении столика микроскопа по часовой стрелке вращаются по краям поля зрения в противоположном направлении. Движения этой балкой имеют большое значение при исследовании шлифов горных пород.

После выяснения типа интерференционной фигуры необходимо определить знак двойного лучепреломления. Это может быть сделано в тех случаях, когда виден черный крест или его балка, а в двuosном — одна гипербола или две гиперболы, не выходящие при полном обороте столика за пределы поля зрения.

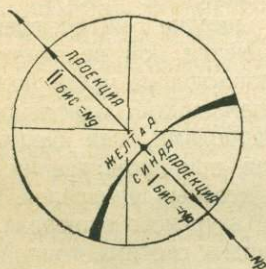
**[Определение оптического характера в разрезах, перпендикулярных оптической оси.** Находят между скрещенными николями в параллельном свете разрез минерала, почти не действующий на поляризованный свет. В таком разрезе в сходящемся свете видна гипербола; повернув шлиф столика микроскопа так, чтобы гипербола заняла диагональное положение, вставляя гипсовую пластинку. Если на вогнутой стороне гиперболы появляется желтая окраска, а на выпуклой — синяя, минерал оптически положительный (фиг. 39); если наоборот, на вогнутой стороне гиперболы видна синяя окраска, а на выпуклой — желтая, минерал оптически отрицательный (фиг. 40).

Определение оптического характера всегда лучше всего производить в разрезах, перпендикулярных оптической оси.

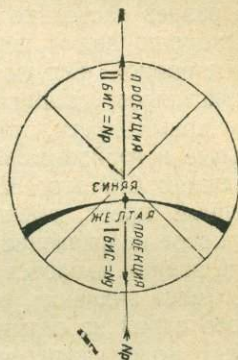
**Оптически одноосные минералы.** Поворачивая столик микроскопа, устанавливают разрез таким образом, чтобы в сходящемся свете из четырех квадрантов два — СЗ и ЮВ квадранты — располагались по линии СЗ-ЮВ, по которой обычно вдвигаются компенсационные пластинки. Твердо установив положение квадрантов, вдвигают ту или иную

из компенсационных пластинок и определяют оптический характер, как указано на стр. 52.

**Оптически двуосные минералы.** Найдя подходящий разрез, в котором обязательно гипербола должна при обороте столика на  $360^\circ$  оставаться все время в поле зрения микроскопа, поворачивают столик так, чтобы гипербола заняла диагональное положение — с СВ на ЮЗ; в таком случае линия, проходящая через место выхода оптической оси (вершина гиперболы) и острую биссектрису, может быть и не видима; след плоскости оптических осей идет в направлении СЗ-ЮВ. Вдвигают по тому же направлению компенсационную пластинку и определяют оптический характер, как указано на стр. 53.



Фиг. 39.



Фиг. 40.

### Методические указания

[При изучении фигур в сходящемся свете устанавливают микроскоп таким образом.

1. При малом или среднем увеличении находят подходящий разрез минерала, именно дающий наиболее низкую интерференционную окраску; обычно она серая, в минералах с большой силой двойного лучепреломления и в толстом шлифе — может быть и беловатая, но во всяком случае при вращении препарата почти не изменяющаяся.

2. Устанавливают найденный разрез в центре поля зрения.

3. Заменяют малое или среднее увеличение большим (объективы №№ 6, 7, 9) и опускают тубус, пока не будет хорошо виден минерал.

4. Поднимают конденсатор или вставляют его и придвигают возможно более близко к препарату.

5. Вынимают окуляр или, не вынимая окуляра, вдвигают линзу Бертрана.

6. Немного подправляют положение конденсатора до получения наиболее освещенного и круглого поля зрения.

После этого интерференционная фигура, если разрез достаточно хорошо подобран и соседние минералы не мешают, будет видна достаточно ясно. Для улучшения ясности фигуры при отсутствии окуляра накладывают сверху диафрагму в виде листочка бумаги с отверстием, сделанным острием карандаша в центре круга, образуемого отверстием тубуса. При линзе Бертрана зажимают в ней диафрагму, если она имеется.

## Вопросы

1. Что нужно сделать, чтобы получить интерференционную фигуру в сходящемся свете (установка микроскопа)?
  2. Какие разрезы одноосных фигур дают характерные интерференционные фигуры в сходящемся свете. Как объяснить их получение?
  3. Какие характерные фигуры получаются в двуосных минералах, как объясняется их образование?
  4. Как определяется оптический характер одноосных минералов при помощи кварцевой, слюдяной и гипсовой пластинок?
  5. Нарисуйте расположение колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного в поле зрения микроскопа и объясните на чертеже, что должно получиться при вдвижении той или иной из компенсационных пластинок.
  6. Как и в каких разрезах определяется оптический характер двуосного минерала?
  7. Нарисуйте расположение оптической оси, острой и тупой биссектрис, оптической нормали в поле зрения минерала, вырезанного перпендикулярно к оптической оси, и объясните на чертеже, что должно получиться в случае вдвижения компенсационной пластинки при диагональном положении интерференционной фигуры.
  8. Что называется неполной интерференционной фигурой и как ею пользоваться?
  9. Как определяется оптический характер минерала в разрезе, перпендикулярном оптической оси в двуосном минерале?]
-

## Часть II

# ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

## Разновидности кремнекислоты

### Кварц

Химический состав  $\text{SiO}_2$ . Гексагональная система. Двойное лучепреломление положительное.

*Цвет.* Бесцветный.

*Форма.* Аллотриоморфный, но иногда с гексагональными очертаниями.

*Спайность.* Отсутствует.

*Показатели преломления.* 1,55 — незначительно больше показателя преломления канадского бальзама.

*Продукты выветривания.* Отсутствуют.

*Включения.* Точечные включения — незначительных размеров округлые пустоты, выполненные жидкостью или газом, хорошо видимые только при объективе № 6-7.

*Интерференционная окраска.* Первого порядка. Сечения по базису — изотропные.

*Двойники.* Не заметны.

Почти все свойства кварца — отрицательные. Он не обладает ни цветом, ни спайностью, ни продуктами выветривания; двойников не видно. Он редко имеет кристаллические очертания; показатели преломления его небольшие. Характерно присутствие точечных включений, расположенных полосами или линиями других определенных характерных свойств. Широко распространен в породах изверженных, осадочных, метаморфических.

Следует помнить, что кварц, как видно, характеризуется отрицательными признаками.

### Тридимит

Химический состав  $\text{SiO}_2$ . Редко встречающаяся разновидность кремнекислоты; обыкновенно встречается в гнездах излившихся пород в виде чешуеобразных кристаллов.

### Халцедон

Химический состав  $\text{SiO}_2$ . Второстепенная разновидность кремнекислоты, выполняющая пустоты. Этот минерал обыкновенно бледнокремового цвета и обладает концентрическим натечным сложением.

Между скрещенными николями наблюдается действие на поляризованный свет с образованием черных крестов вследствие радиального расположения кристаллов-волокон (наблюдение в параллельном свете).

## Опал

Химический состав  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В обыкновенном свете напоминает халцедон. Также выполняет пустоты, отличается тем, что он изотропен при скрещенных николях, при показателе преломления меньшем, чем канадский бальзам.

## Полевые шпаты

*Ортоклаз, микролин, альбит-анортитовая группа (плаггиоклазы).*

Полевые шпаты представляют собой обычно алюмосиликаты калия, натрия и кальция. Ортоклаз кристаллизуется в моноклинической системе. Микролин и плаггиоклаз — в триклинической. Все обладают спайностью, параллельной 001 (третьему пинакоиду) и 010 (второму пинакоиду или брахипинакоиду).

### Ортоклаз

*Химический состав  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . Система — моноклиническая.*

*Двойники:* 1) Манебахский. Двойниковая плоскость 001 (третий пинакоид).

2) Бавеновский. Двойниковая плоскость 021.

3) Карлсбадский. Двойниковая плоскость 100 (первый пинакоид).

Карлсбадский. Плоскость сростания 010 (клинопинакоид).

Двойное лучепреломление — отрицательное.

*Цвет.* Бесцветный.

*Форма.* Иногда идиоморфный, если разрезы его прямоугольные или шестиугольные, таблитчатые. Чаще аллотриоморфный.

*Спайность.* Трещины спайности идут либо по двум взаимно перпендикулярным направлениям, либо по одному, либо наконец совсем отсутствуют.

*Показатель преломления.* 1,52. Очень близок к показателю преломления канадского бальзама, лишь несколько меньше последнего.

*Продукты выветривания.* При разрушении ортоклаз часто мутный, но может быть вполне или почти прозрачным.

*Интерференционная окраска.* Первого порядка. Серая, белая и желтая в более толстых шлифах.  $N_g - N_p = 0,006 - 0,009$ .

*Угасание.* Обычно — косое, иногда прямое.

*Двойники.* Обычно отсутствуют. Иногда наблюдается простое двойниковое сложение.

### Микролин

Химический состав  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$  — триклинический. Двойное лучепреломление — отрицательное.

Этот минерал в обыкновенном свете очень сходен с ортоклазом и отличается от него лишь между скрещенными николями. В последнем случае наблюдается пластинчатое срастание в двух направлениях, часто пересекающихся почти под прямым углом. При этом выступает резко выраженная решетчатая структура микроклина, состоящая как бы из двух систем взаимно перпендикулярных веретенцев.

### Альбито-анортитовая группа

Система триклиническая. Двойниковая плоскость — 010 (второй пинакоид) — *альбитовые двойники*.

Минералы этой группы не обладают ярко выраженной индивидуальностью; они не имеют определенного химического состава; представляют собой изоморфную смесь членов альбита и анортита. Химический состав нескольких членов этой группы приведен ниже. Молекулы альбита (Ab):  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  и молекулы анортита (An):  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  соединяются в различных пропорциях.

	Ab	An	Показатель преломления
Альбит . . . . .	{ 10	0	1,53
	{ 9	1	
Олигоклаз . . . . .	{ 8	2	1,54
	{ 7	3	
Андезин . . . . .	{ 6	4	1,55
	{ 5	5	
Лабрадор . . . . .	{ 4	6	
	{ 3	7	1,56
Битовнит . . . . .	{ 2	8	1,57
	{ 1	9	
Анортит . . . . .	{ 0	10	1,58

Из вышеприведенной таблицы видно например, что лабрадор может содержать как 25%, так и 50% Ab.

Члены альбит-анортитовой серии отличаются от ортоклаза полисинтетическим двойниковым срастанием, заметным при скрещенных николях. Хорошо было бы также отличить члены данной группы между собой, но это представляет значительную трудность. Наиболее распространенный метод определения основан на измерении угла угасания двойниковых полосок. Наибольший угол у анортитового конца данного ряда минералов. Начинаящий может однако ограничиться определением минерала как плагиоклаза кислого, среднего или основного. В дальнейшем он может ознакомиться с методом определения угасания или методом сравнения показателей преломления. Показатель преломления олигоклаза равен показателю преломления канадского бальзама. Если показатель преломления меньше 1,54 — полевой шпат может быть назван альбитом, если больше 1,54 — степень повышения может быть использована для определения приблизительного места полевого шпата в данной группе.

**[Методы определения плагиоклазов.** Методы определения плагиоклазов разнообразны. Главными из них являются определения величины углов угасания, характерных для плагиоклаза каждого определенного состава. Можно определять их по показателям преломления или же по угасаниям в разрезах, перпендикулярных к плоскости 010, по

которым образуются так называемые альбитовые двойники, обычно полисинтетические, т. е. многократные.

**Определение по показателям преломления.** Плаггиоклаз каждого определенного состава обладает вполне определенными показателями преломления. Плаггиоклазы, богатые альбитом (альбит, олигоклаз-альбит), обладают показателями преломления меньшими, чем канадский бальзам и кварц; плаггиоклазы, принадлежащие к олигоклазу, обладают показателями преломления, близкими к показателям преломления кварца и канадского бальзама: более богатые анортитом плаггиоклазы (андезин, лабрадор) обладают показателями преломления большими, чем кварц и канадский бальзам.

Метод определения плаггиоклазов по сравнению с кварцем предложил Бекке.

Находят соприкасающиеся друг с другом зерна плаггиоклаза и кварца, одновременно угасающие. Если после угасания повернуть столик микроскопа на  $45^\circ$ , наблюдается просветление обоих зерен. Вставляют гипсовую пластинку и наблюдают изменение окраски кварца и плаггиоклаза. Если оба минерала окрашиваются в один и тот же цвет (напр. синий) — положение зерен взаимно *параллельное*; если один окрашивается в синий, а другой в желтый цвет — положение зерен *перекрещенное*.

После этого сравнивают показатели преломления кварца и полевого шпата по таблице Бекке, основанной на следующих показателях преломления плаггиоклазов.

	% An	$N_p$	$N_m$	$N_g$
Альбит . . . . .	5	1 528	1 532	1 539
Олигоклаз-альбит . . . . .	13	1 534	1 538	1 543
Олигоклаз . . . . .	25	1 542	1 546	1 549
Лабрадор . . . . .	52	1 555	1 558	1 563
Битовнит . . . . .	75	1 564	1 569	1 573
Анортит . . . . .	100	1 576	1 583	1 588
Кварц . . . . .	—	1 544	—	1 553
Кальцит . . . . .	—	1 487	—	1 659

Таблица Бекке

Группа	Параллельное положение	Перекрещенное положение		% An
I	$N_p' < w$ $N_g' < \epsilon'$	$N_p' < \epsilon'$ $N_g' < w$	Альбит и альбит-олигоклаз	0 — 16
II	$N_p' < w$ $N_g' < \epsilon'$	$N_p' < \epsilon'$ $N_g' = w$	Кислый олигоклаз	16 — 22
III	$N_p' = w$ $N_g' > \epsilon'$	$N_p' < \epsilon'$ $N_g' > w$	Основной олигоклаз	22 — 30
IV	$N_p' < w$ $N_g' = \epsilon'$	$N_p' < \epsilon'$ $N_g' > w$	Андезин	30 — 41
V	$N_p' > w$ $N_g' > \epsilon'$	$N_p' = \epsilon'$ $N_g' > w$	Основной андезин	41 — 48
VI	$N_p' > w$ $N_g' > \epsilon'$	$N_p' > \epsilon'$ $N_g' > w$	Более основные плаггиоклазы	49 — 100

Как видим, определение плагиоклазов таким методом пригодно только для плагиоклазов, содержащих менее, чем 50% анортита. Разница показателей преломления определяется наблюдением полоски Бекке.

**Определение плагиоклазов в разрезах, перпендикулярных 010 (двойниковой плоскости по альбитовому закону).** Такие разрезы плагиоклаза отличаются следующими особенностями: 1) Граница между двойниковыми полосками особенно резко выражена; полутени отсутствуют. 2) Когда двойниковые полоски располагаются параллельно нити окуляра между скрещенными николями, все полоски обладают одинаковой интенсивностью окраски. 3) Угол угасания в обеих системах пластинок одинаков по отношению к плоскости двойникового срастания, т. е. угасание симметрическое.

Самое определение производят таким образом: найдя подходящий разрез, устанавливают его в центре поля зрения; поворачивают столик до тех пор, пока двойниковые полоски не будут параллельны одной из нитей в окуляре — лучи ее СЮ. Делают первый отсчет (например  $105^\circ$ ). Поворачивают столик, пока одна из систем полосок не угаснет; делают второй отсчет (например  $119^\circ$ ). Поворачивают столик в обратном направлении, пока не угаснет вторая система пластинок, и делают третий отсчет (например  $91^\circ$ ). Вычитают из основного отсчета  $105^\circ$  меньший отсчитанный угол ( $91^\circ$ ) и из большего отсчитанного угла  $119^\circ$  вычитают средний ( $105^\circ$ ). Получают два отсчета, которые при симметричном угасании равны друг другу, например: 
$$\begin{array}{l} 119^\circ > 14^\circ \\ 105^\circ > 14^\circ \\ 91^\circ > 14^\circ \end{array}$$

Повторяют поиски, отыскивая разрезы плагиоклаза с наибольшим угасанием; после ряда поисков останавливаются на наибольшем из определенных углов и по таблице определяют плагиоклаз.

Легко отличать один от другого ортоклаз, микроклин и плагиоклазы, если исследовать характер их двойникового сложения. Кварц однако не так легко отличить от ортоклаза. В трудных случаях необходимо тщательно исследовать, имеет ли минерал спайность, продукты разрушения и двойниковые срастания. Кварц же ни одним из этих свойств не обладает. Наконец можно его определить при исследовании в сходящемся свете: кварц — одноосный, ортоклаз — двуосный].

## Заместители полевых шпатов (фельдшпатоиды)

### Лейцит

$(K,Na)AlSi_3O_8$ . Система псевдокубическая.

Цвет. В «свежем» виде — бесцветный.

Форма. Иногда восьмиугольный, чаще округленный.

Спайность. Отсутствует.

Показатель преломления. 1,51. Довольно сильно отличается от показателя преломления канадского бальзама; минерал имеет слабо выраженную шагреневую поверхность и отрицательный рельеф.

Продукты выветривания. Может быть совершенно «свежим», но иногда бывает мутным и бледнокоричневым, как результат выветривания.

*Включения.* Часто содержит включения (стекло и другие), расположенные радиально или концентрически.

*Интерференционная окраска.* Может быть вполне изотропным, чаще в поляризованном свете обнаруживает темносерую окраску и характерное полисинтетическое двойниковое сложение, отчасти напоминающее решетчатую структуру микроклина, но сила двойного лучепреломления значительно меньше.

*Отличительные черты.* Может быть смешан с микроклином, но в обыкновенном свете имеет более ясный, отрицательный рельеф и обладает более слабым двойным лучепреломлением. Форма также имеет значение при определении лейцита.

### Нозеан

Силикат и сульфат натрия и алюминия.  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ .

Система кубическая. Спайность — 110 (ромбический додекаэдр).

*Цвет.* Бесцветный или коричневый.

*Форма.* Очертания самые разнообразные, часто неправильные, но иногда шестиугольные.

*Спайность.* Видима изредка.

*Показатель преломления.* 1,46. Имеет ясную шагреневую поверхность и отрицательный рельеф вследствие очень малого показателя преломления; часто наблюдающаяся широкая темная кайма объясняется включениями, а не малым показателем преломления.

*Продукты выветривания.* Переходит в агрегаты цеолита, дает муть.

*Включения.* Иногда содержит включения темнокоричневого цвета, которые чаще всего собираются вблизи краев минерала и придают ему ярко выраженный зонарный характер.

*Интерференционная окраска.* Изотропный в «свежем» состоянии. Характеризуется агрегатной поляризацией после выветривания.

### Гаюин

Химический состав подобный нозеану, но с тем отличием, что содержит кроме того сульфат кальция  $3\text{NaAlSiO}_4(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{SO}_4$ . Система кубическая.

Часто напоминает по внешнему виду нозеан; у гаюина включения обычно собираются в центре; иногда окрашен в голубой или серый цвет.

### Нефелин

Химический состав  $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSiO}_4$ . Система гексагональная.

Спайность по призме и базису. Двойное лучепреломление — отрицательное.

*Цвет.* Бесцветный в «свежем» виде, буроватый — в разрушенном.

*Форма.* Прямоугольный или шестиугольный, неправильные зерна.

*Спайность.* Видна изредка.

*Показатель преломления.* 1,54. Почти тождественный с показателем преломления канадского бальзама.

*Продукты выветривания.* Иногда встречается «свежий» нефелин, чаще разрушенный, заменен иногда радиальным агрегатом небольших чешуйчатых кристалликов.

*Интерференционная окраска.* Разрезы по базису — изотропные, другие сечения в поляризованном свете обнаруживают серую окраску первого порядка  $N_g - N_r = 0,004$  и больше.

*Угасание.* Прямое.

*Двойниковые сростания.* Отсутствуют.

*Отличительные черты.* Нефелин отличается от полевых шпатов часто прямоугольными и шестиугольными очертаниями, иным типом разрушения, интерференционной окраской более низкого порядка, изотропными разрезами, прямым угасанием и отсутствием двойников; также отличается при исследовании в сходящемся свете.

Аллотриоморфная разновидность нефелина встречается в крупнозернистых изверженных породах; называется элеолитом; обладает жирным блеском.

### Содалит

Силикат и хлорид натрия и алюминия. Химический состав  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$ . Система кубическая. Спайность по 110 (ромбический додекаэдр).

*Цвет.* Бесцветный.

*Форма:* Аллотриоморфный.

*Спайность.* Не всегда видна, но иногда наблюдается по нескольким направлениям.

*Показатель преломления.* 1,48. Приближается к показателю преломления канадского бальзама, но меньше последнего.

*Продукты выветривания.* Может быть мутным, вследствие выветривания, обычно прозрачный.

*Поляризация.* Изотропный.

### Слюды

Характеризуются псевдогексагональной симметрией и весьма совершенной спайностью по базису. Мусковит и биотит наиболее важные представители этой группы.

### Мусковит

Химический состав  $\text{H}_2\text{KA}_3(\text{SiO}_4)_3$ . Система моноклиническая. Спайность по 001 (по базису). Двойное лучепреломление отрицательное.

*Цвет.* Бесцветный.

*Форма:* Аллотриоморфный.

*Трещины спайности.* Трещины спайности идут почти всегда в одном направлении.

*Показатель преломления.* 1,58. Мусковит не имеет вполне ясного рельефа, но все же значительно отличается от канадского бальзама.

*Продукты выветривания.* Отсутствуют.

*Плеохроизм.* Отсутствует, так как минерал бесцветен в шлифе, но иногда вокруг включений появляются плеохроичные оболочки, окрашенные в светлокоричневый цвет.

*Интерференционная окраска.* Яркорозовые, синие, зеленые и другие цвета [ $N_g - N_r = 0,042$ ].

*Угасание.* Прямое.

*Двойниковые сростания.* Обычно отсутствуют.

*Отличительные черты.* Мусковит не может быть смешан ни с одним из вышеприведенных минералов. Даже при игнорировании других свойств интерференционная окраска достаточно характерна.

### Биотит

Химический состав  $(K, H)_2(Mg, Fe)_2(Al, Fe)_2(SiO_4)_3$ . Система моноклиническая, спайность по 001 (по базису). Двойное лучепреломление отрицательное. Очень сходен с мусковитом, одноосный.

*Цвет.* Коричневый.

*Продукты выветривания.* Зеленый хлорит, часто псевдоморфный, все стадии разрушения ясно видимы.

*Плеохроизм.* Резко выраженный плеохроизм от светлокоричневого до темнокоричневого; иногда зеленый до светложелтовато-зеленого.

*Интерференционная окраска.* Обычно затемняется поглощенным цветом (цвета красные, синие, зеленые второго, третьего порядков) [ $Ng - Np = 0,040$ ].

*Отличительные черты.* Коричневая окраска и плеохроизм отличают биотит от всех вышеописанных минералов.

## Другие слюдовидные минералы

### Хлорит

Основные алюмосиликаты железа, алюминия и магния. Система моноклиническая. Спайность по 001 (по базису).

*Цвет.* Зеленый.

*Форма.* Обыкновенно псевдоморфный по неустойчивым железомagneзиевым силикатам, которые содержат окись алюминия, например по биотиту. Иногда хлорит образует параллельные или же радиальные лучистые агрегаты, иногда обладающие червеобразной формой.

*Спайность.* Только по одному направлению.

*Показатель преломления.* Около 1,58.

*Плеохроизм.* Слабо выражен: от бледнозеленого до более темнозеленого.

*Интерференционная окраска.* Серая первого порядка, часто затемненная вследствие поглощения. Иногда аномально синяя или ржаво-коричневая.

*Угасание.* Прямое.

### Хлоритоиды

Хлоритоиды по составу сходны с хлоритом. Система моноклиническая или триклиническая.

*Цвет.* Голубой индигово- или зеленовато-черный.

*Форма.* Имеет разнообразные очертания, но иногда прямоугольные.

*Спайность.* Весьма совершенная в одном направлении. В других — неясная.

*Показатель преломления.* Различный, но всегда большой.

*Включения.* Многочисленные.

*Плеохроизм.* Обыкновенно от индигово-синего до зеленовато-желтого.

*Интерференционная окраска.* Серая первого порядка.

*Угасание.* Косое.

*Двойниковое срастание.* Обычно наблюдается.

*Отличительные черты.* Отличается от хлоритов большим показателем преломления, своеобразной индигово-синей окраской и многочисленными включениями. Плеохроизм также своеобразный: от индигово-синего до зеленовато-желтого.

## Тальк

Химический состав  $H_2Mg_3(SiO_3)_4$ . Система моноклиническая. Очень сходен с мусковитом; показатель преломления несколько ниже последнего, 1,56, сила двойного лучепреломления выше:  $Ng - Np = 0,050$ .

## Пироксены

Пироксены образуют группу вполне определенных минералов, кристаллы которых ограничены 8 вертикальными поверхностями, из которых 4 представляют плоскости призм 110, пересекающиеся почти под прямыми углами. Совершенная спайность по той же призме с углом около  $87^\circ$ . Состав этих минералов разнообразный.

## Моноклинические пироксены

### Авгит

Силикат кальция, железа, магния и алюминия. Система моноклиническая. Спайность по 110 (призматическая).

*Двойниковая плоскость.* 100 (первый пинакоид). Двойное лучепреломление — положительное.

*Цвет.* Коричневатый, почти до бесцветного.

*Форма.* Поперечные сечения иногда восьмиугольные, продольные слабо удлинённые.

*Спайность.* В поперечных разрезах наблюдаются две системы трещин спайности, пересекающихся почти под прямым углом. Другие разрезы имеют всего одну или даже ни одной спайности.

*Показатель преломления.* 1,72. Минерал имеет ясную шагреневую поверхность и рельеф; трещины спайности и другие трещины хорошо видны.

*Продукты выветривания и преобразования.* Преобразуется иногда в зеленый хлорит или волокнистую (уралитовую) роговую обманку, иногда плотную.

*Плеохроизм.* Типичный плеохроизм не наблюдается; у некоторых разновидностей наблюдается весьма слабый плеохроизм.

*Интерференционная окраска.* Яркая окраска второго, частью третьего порядка.  $Ng - Np = 0,020 - 0,028$ .

*Угасание.* Обычно косое; с:  $Ng$  до  $45^\circ$ , частью прямое.

*Двойниковое срастание.* Простое или полосатое (полисинтетическое) по 100.

## Диопсид

Силикаты кальция, железа и магния. Отличается от авгита только цветом; диопсид зеленый, а не коричневый [железистый диопсид — *геденбергит* — ясно зеленый].

## Эгирин

Силикат натрия и железа.

Разрезы этого пироксена так же окрашены в зеленый цвет, но так как в эгирине плеохроизм выражен чрезвычайно резко, то различные зерна имеют в обыкновенном свете зеленую окраску всевозможных оттенков — от голубовато-зеленой до желтовато-зеленой, — две крайности, хорошо видимые при помощи поляризатора. [Между скрещенными николями яркая интерференционная окраска, небольшой угол угасания ( $c : Np$  до  $4^\circ$ ), оптически отрицательный характер удлинения.  $Ng - Np = 0,050$ .]

## Диаллаг

Сходен с авгитом по составу, содержит мало окиси алюминия. Характеризуется добавочной системой трещин спайности (пинакоидальной) и волокнистой древовидной структурой, если его рассматривать в обыкновенном свете, вследствие параллельно расположенных пластинчатых включений.

## Ромбические пироксены

Представляют собой изоморфную группу с двумя основными членами: *энстатитом*  $MgSiO_3$  (двойное лучепреломление — положительное) и *гиперстеном*  $(Mg, Fe)SiO_3$  (двойное лучепреломление — отрицательное). Промежуточный между ними минерал называется *бронзитом*.

Отличаются от авгита меньшим показателем преломления (энстатит 1,67; гиперстен 1,70) и иной интерференционной окраской. Характерной является окраска первого порядка, причем гиперстен обладает иногда окраской второго порядка.  $Ng - Np = 0,009$  у энстатита, до 0,013 у гиперстена. Иногда восьмиугольные очертания поперечных разрезов превращаются в квадратные. Гиперстен характеризуется особым плеохроизмом — от голубовато-зеленого до красновато-коричневого и иногда металлическим отливом. Прямое угасание чаще встречается, чем косое, в то время как у моноклинических пироксенов преобладает последнее.

## Группа амфиболов

Амфиболы, как и пироксены, представляют изоморфную группу. Кристаллы этой группы имеют только шесть вертикальных плоскостей ограничения. Четыре поверхности призмы пересекаются под углами приблизительно в  $125^\circ$  и в  $55^\circ$ . Амфиболы во многом тождественны с пироксенами, особенно в отношении состава; вообще для каждого пироксена можно подобрать амфибол с одинаковой эмпирической формулой. Так как эти две группы имеют много общих свойств, желательно

было бы отметить характерные черты, при помощи которых можно отличить одну группу минералов от другой; наибольшее значение имеют: 1) форма, 2) угол спайности.

### Роговая обманка

Силикат кальция, железа, магния и алюминия. Система моноклиническая. Спайность по 110 (призматическая). Двойниковая плоскость — 100 (первый пинакоид). Оптически отрицательный.

*Цвет.* Зеленый или коричневый.

*Форма.* Поперечные разрезы часто обладают шестиугольными очертаниями.

*Спайность.* Поперечные разрезы имеют две системы трещин спайности, пересекающиеся под углом около  $125^\circ$ .

*Показатель преломления.* 1,65. Резко выраженный рельеф.

*Продукты выветривания.* Обычно отсутствуют, но иногда превращаются в псевдоморфный хлорит.

*Плеохроизм.* Довольно сильно выражен, от светлозеленого до темнозеленого и от светлокоричневого до темнокоричневого. В светло окрашенных роговых обманках плеохроизм выражен слабее.

*Интерференционная окраска.* Второго порядка, но обыкновенно затемняется поглощенным цветом.

*Угасание.* Обычно косое до  $18-22^\circ$ , иногда прямое.

*Двойниковое срастание.* Простое или полисинтетическое.

### Актинолит

Силикат кальция, железа и магния. Система моноклиническая. Отличается от зеленой роговой обманки более светлой зеленой окраской почти до бесцветной. Кристаллы часто довольно сильно вытянуты по оптической оси.

### Тремолит

Силикат кальция и магния. Система моноклиническая. Характеризуется полным отсутствием окраски, в остальном сходен с актинолитом.

### Глаукофан

Силикат натрия, алюминия и магния. Система моноклиническая. Отличается красивой красноватой или голубовато-фиолетовой окраской. В дополнение к этим окраскам, при исследовании плеохроизма, иногда выступает светлая зеленовато-желтая окраска. В остальном сходен с актинолитом.

### Антофиллит

Химический состав  $(Mg, Fe)SiO_3$ . Система ромбическая. Довольно редкий минерал, отличающийся от роговой обманки почти во всех разрезах прямым угасанием.

*Сходство амфиболов с другими минералами.* Не всегда легко отличить пироксен от амфибола, но при возникающих затруднениях необ-

ходимо тщательно исследовать характерные очертания или угол спайности.

Из вышеописанных минералов иногда трудно отличить от амфибола некоторые слюды. Разрезы биотита иногда очень сходны с роговой обманкой; кроме того эти два минерала часто встречаются в одном и том же виде горной породы. Следующие отличительные черты имеют значение при определении обоих минералов.

*Цвет.* Имеет большое значение, хотя оба минерала плеохроичны; различные зерна этих минералов неодинаково окрашены.

*Форма.* Поперечные разрезы роговой обманки легко распознаются, если они хорошо очерчены, и лишь продольные, удлиненные разрезы причиняют известное затруднение при определении.

*Спайность.* Поперечные разрезы роговой обманки в отличие от биотита имеют две системы трещин спайности, пересекающиеся под углом в  $125^\circ$ . Продольные трещины спайности более короткие, чем в слюдах.

*Показатель преломления.* Имеет большое значение, так как биотит имеет меньший показатель преломления.

*Плеохроизм.* Когда биотит окрашен в темный цвет, он часто имеет слегка пятнистую поверхность, которая никогда не наблюдается у роговой обманки.

*Угасание.* Биотит всегда характеризуется прямым угасанием. У роговой обманки угасание обычно косое. Наконец биотит при угасании обнаруживает пятнистую поверхность.

Тремолит иногда трудно отличить от мусковита, но необходимо тщательно исследовать, имеет ли данный минерал две трещины спайности и косое угасание; оба эти свойства характерны для тремолита. [Кроме того у мусковита значительно более высокая интерференционная окраска. Легко смешать с роговой обманкой эгирин; лучше всего отличить их по характеру спайности, угасанию и силе двойного лучепреломления.]

## Группа оливина

### Оливин

Химический состав  $(Mg, Fe)SiO_4$ . Система ромбическая. Двойное лучепреломление — отрицательное.

*Цвет.* В «свежем» состоянии — бесцветный; часто переходит в зеленый серпентин.

*Форма.* Когда минерал обладает идиоморфными очертаниями, форма его шестиугольная, симметрическая по отношению к двум диаметрам.

*Спайность.* Редко видна, обычно заметны неправильные трещины.

*Показатель преломления.* 1,68. Ясная шагреневая поверхность. Обычно превращается в зеленоватый или бесцветный серпентин и черный магнетит.

*Продукты выветривания.* Выветривание начинается вдоль трещин спайности и по краям, особенно часто по змеевидным трещинкам. Постепенно увеличивается за счет оливина, пока не достигнет предела; получаются псевдоморфозы серпентина по оливину.

**Интерференционная окраска.** Второго и третьего порядка. Яркая окраска. Двойники не наблюдаются.  $N_g - N_p = 0,040$ .

**Отличие от сходных минералов.** Иногда довольно трудно отличить оливин от авгита. Оливин отличается отсутствием окраски, формой (если он идиоморфный), большей частью отсутствием спайности и характерными процессами разрушения.

Оливин является промежуточным членом изоморфной группы минералов, состоящей из:

**Форстерита** — богатого магнием  $MgSiO_4$  оптически положительн.  
**Оливина**  $(Mg, Fe)SiO_4$  оптически отри-  
**Файалита** — богатого железом  $FeSiO_4$  цательные

### Форстерит

Очень сходен с оливином, но продуктом разрушения его является бесцветный серпентин без магнетита; сам он оптически положительный.

### Файалит

Характеризуется светлой зеленоватой окраской и слабым плеохроизмом. Оптический характер — отрицательный.

## Группа серпентина

Гидратизированный силикат магния и железа. Легко распознается, когда он связан с оливином или когда он обращен в псевдоморфозы по хорошо окристаллизованному минералу. Но когда он встречается как основная масса горных пород, определение его представляет значительные затруднения для начинающих.

**Окраска.** Обычно светлозеленая или желтая; может быть и бесцветным.

**Плеохроизм.** Иногда заметный, обычно очень слабый.

**Интерференционная окраска.** Серая — первого порядка.

**Отличительные черты.** Серпентин сходен до известной степени с халцедоном, но не имеет радиальной и концентрической структуры последнего. Хлорит обыкновенно отличается от него характерной спайностью и иногда червеобразным сложением.

### Апатит

Химический состав  $Ca(F, Cl) \cdot Ca_4(PO_4)_3$ . Система гексагональная. Спайность по базису 0001. Двойное лучепреломление — отрицательное.  $N_g - N_p = 0,004$ .

**Окраска.** Бесцветный.

**Форма.** Поперечные разрезы правильной шестиугольной формы. Вертикальные разрезы — столбчатые; обычно в виде мелких столбиков.

**Спайность.** Иногда видна в вертикальных разрезах.

**Показатель преломления.** 1,64. Ясно выраженная шагреньевая поверхность.

**Продукты разрушения.** Отсутствуют.

*Интерференционная окраска.* Серая — первого порядка; разрезы по базису — изотропные.

*Угасание.* Прямое. Удлинение отрицательное.

*Двойниковые сростания.* Отсутствуют.

*Отличительные черты.* Апатит не может быть принят ни за один из вышеописанных минералов; отличается от нефелина показателем преломления, от оливина интерференционной окраской и формой.

## Титанит

Силикат и титанат кальция. Химический состав  $\text{CaSiTiO}_6$ . Система моноклиническая. Двойниковая плоскость 100 (первый пинакоид). Оптически отрицательный.

*Окраска.* Светлая желтовато-коричневая и серовато-коричневая, иногда бесцветный.

*Форма.* Часто наблюдается яйцевидная форма, нередко кристаллы, напоминающие удлинённый туз бубен, но не всегда обладающие вполне развитой формой.

*Спайность.* Редко видна.

*Показатель преломления.* 1,89. Обладает очень сильным рельефом и очень резко выраженной шагреновой поверхностью.

*Плеохроизм.* Иногда ясно выражен, чаще — слабый.

*Интерференционная окраска.* Белая высшего порядка, настолько светлая, что почти не отличается от цвета самого минерала. Наблюдается ирризация (как бы тонкие блески красного, синего, зеленого и др. цветов).  $N_g - N_p = 0,120$ .

*Двойники.* Как правило, отсутствуют; иногда видны простые двойники.

*Отличительные особенности.* Если этот минерал идиоморфный, определение его не представляет трудности. Но когда характерная форма отсутствует, очень сходен с авгитом и тогда отличается от него большим показателем преломления и высокой интерференционной окраской.

## Гранаты

Химический состав  $\text{R}^{\text{II}}_3\text{R}^{\text{III}}_2(\text{SiO}_4)_3 \cdot \text{R}^{\text{II}} = \text{Ca, Mg, Fe}$ ;  $\text{R}^{\text{III}} = \text{Al, Fe}$ , редко Cr. Гранаты представляют изоморфную группу минералов, объединённых здесь для удобства изложения. Каждый из них представляет собой силикат по крайней мере двух металлов: двухвалентного и трехвалентного. Металлы представлены в группе  $\text{R}^{\text{II}}$  кальцием, магнием, закисным железом, марганцем, в группе  $\text{R}^{\text{III}}$  — алюминием, окисным железом и хромом. Система кубическая.

*Окраска.* Розовый, бесцветный или коричневый.

*Форма.* Обычно округленный, но иногда многоугольный.

*Спайность.* Редко видна; в минерале видны многочисленные неправильные трещины.

*Показатель преломления.* От 1,76 до 1,83. Ясный рельеф, резкая шагреновая поверхность.

*Продукты разрушения.* Отсутствуют.

*Включения.* Иногда многочисленные.

*Плеохроизм.* Отсутствует.

*Интерференционная окраска.* Почти во всех случаях изотропный, иногда аномально слабо поляризует.

*Отличительные черты.* Изотропизм отличает гранат от всех вышеописанных минералов с высоким показателем преломления.

## Турмалин

Бороалюмосиликат с магнием, железом и щелочными металлами.

*Система.* Гексагональная.

*Двойное лучепреломление.* Отрицательное.

*Окраска.* Обычно коричневый, но может быть желтым, зеленым, голубым или бесцветным. Часто окраска неправильно распределена в зерне, различные части которого различно окрашены.

*Форма.* Поперечные разрезы треугольные и шестиугольные. Вертикальные разрезы продолговатые или игольчатые; иногда — бесформенные зерна.

*Спайность.* Отсутствует; иногда в вертикальных разрезах видны слабо заметные трещины по базису.

*Показатель преломления.* 1,63. Резко выраженный рельеф и шагреневая поверхность.

*Продукты разрушения.* Отсутствуют.

*Плеохроизм.* Вертикально окрашенные разрезы отличаются резко выраженным плеохроизмом; косые разрезы обнаруживают сравнительно слабый плеохроизм, в разрезах по базису плеохроизм совершенно отсутствует. Необходимо помнить при исследовании зерен турмалина о возможном отсутствии плеохроизма. В хорошо сформированных вертикальных разрезах наблюдается максимальное поглощение для лучей, колебания которых происходят перпендикулярно длине кристалла.

*Интерференционная окраска.* Обычно второго порядка, но при сильном поглощении света эта окраска затемнена. Разрезы по базису — изотропные.

*Угасание.* Прямое.

*Двойники.* Отсутствуют.

*Отличительные особенности.* Вертикальные разрезы неразвитых кристаллов коричневого турмалина сходны с биотитом и роговой обманкой, но отличаются от последних характером плеохроизма. Темная окраска в турмалине видна, когда удлиненные разрезы его имеют направление СЮ; темная окраска биотита и роговой обманки видна, когда их удлиненные разрезы имеют направление ЗВ.

## Топаз

Химический состав  $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$ . Система ромбическая.

*Спайность.* Параллельная 001 (по базису); оптический характер положительный.

*Окраска.* Бесцветный.

*Форма.* Обычно округленная или неправильная.

*Спайность.* Редко видна.

*Показатель преломления.* 1,62. Ясный рельеф и шагреневая поверхность.

*Продукты разрушения.* Отсутствуют.

*Интерференционная окраска.* Первого порядка.  $N_g - N_p = 0,011$ .

*Двойники.* Отсутствуют.

*Отличительные особенности.* Очень сходен с кварцем, от которого отличается трещинами спайности и показателем преломления. Последний имеет особое значение, так как топаз не всегда обладает трещинами спайности. Эти минералы различны также в сходящемся свете.

## Силикаты алюминия

Эта группа состоит из трех основных минералов: андалузита (система ромбическая), силлиманита (система ромбическая) и кианита (система триклиническая).

### Андалузит

Химический состав  $Al_2SiO_5$ . Спайность 110 (призматическая). Оптический характер — отрицательный.

*Окраска.* Светлорозовый или бесцветный.

*Форма.* Обычно округленные зерна, но иногда ромбические или удлинённые разрезы.

*Спайность.* Редко видна.

*Показатель преломления.* 1,64. Сильный рельеф и шагреневая поверхность.

*Плеохроизм.* Светлорозовый до бесцветного.

*Интерференционная окраска.* Белая первого порядка.

*Двойники.* Отсутствуют.

*Отличительные особенности.* Минерал сходен с апатитом, отличается от него светлорозовой окраской, формой и отсутствием изотропных разрезов. Кроме того он оптически двуосен в сходящемся поляризованном свете.

### Хиастолит

Разновидность андалузита с характерными включениями.

### Силлиманит

Химический состав  $Al_2SiO_5$ . Спайность 010 (второй пинакоид). Оптический характер — положительный.

*Окраска.* Бесцветный.

*Форма.* Обычно игольчатая, иногда неправильная.

*Спайность.* Редко видна.

*Показатель преломления.* 1,67. Сильный рельеф и шагреневая поверхность.

*Интерференционная окраска.* Первого и второго порядка.  $N_g - N_p = 0,010$ .

*Отличительные особенности.* Отличается от апатита интерференционной окраской более высокого порядка и двуосной фигурой в сходящемся свете.

## Кианит (дистен)

Химический состав  $Al_2SiO_5$ . Спайность по 100 (первый пинакоид).  
Оптический характер — отрицательный.

*Окраска.* Светлоголубой или бесцветный.

*Форма.* Неправильная.

*Спайность.* Хорошо видна в одном направлении, но обычно видна по двум направлениям.

*Показатель преломления.* 1,72. Сильный рельеф и шагреневая поверхность.

*Плеохроизм.* Слабый от светлоголубого до бесцветного. Может совсем отсутствовать.

*Интерференционная окраска.* Первого и второго порядка.  $Ng-Np=0,012$ .

*Отличительные черты.* Кианит отличается от других минералов окраской (если она существует), спайностью и показателем преломления. Гаюин иногда имеет также голубую окраску, но в этом единственное сходство между ними. Глаукофан отличается от кианита более низким показателем преломления, характерной окраской и плеохроизмом.

## Эпидот

Химический состав  $Ca_2(AlOH) \cdot (Al, Fe)_2(SiO_4)_3$ . Система моноклиническая. Спайность по 001 (по базису). Двойники по 100 (первый пинакоид). Оптический характер — отрицательный.

*Окраска.* Светлый, желтовато-зеленый (фисташково-зеленый).

*Форма.* Обычно зернистый, зерна неправильной формы, иногда идиоморфный с поперечными разрезами, напоминающими разрезы роговой обманки.

*Спайность.* По одному направлению, но не всегда видна.

*Показатель преломления.* 1,76. Резко выраженный рельеф и шагреневая поверхность.

*Плеохроизм.* Слабый, от светлозеленовато-желтого до темнозеленовато-желтого разной интенсивности в зависимости от содержания железа.

*Интерференционная окраска.* Второго и третьего порядка, очень яркая и пестрая.  $Ng-Np=0,012-0,040$ .

*Двойники.* Наблюдаются изредка.

*Отличительные особенности.* Эпидот отличается от пироксена и амфибола пестрой окраской и более высоким показателем преломления; от титанита и граната — яркой интерференционной окраской; от турмалина — характерной окраской, спайностью, большим показателем преломления, яркими интерференционными цветами, в сходящемся свете — двуосной интерференционной фигурой.

## Цоизит

Химический состав  $Ca_2(AlOH) \cdot (Al, Fe)_2(SiO_4)_3$ . Система ромбическая. Спайность по 010 (второй пинакоид). Оптический характер — положительный.

Минерал очень сходен с эпидотом по составу, но резко отличается от него микроскопически.

*Окраска.* Обычно бесцветный.

*Форма.* Изменчивая.

*Спайность.* Редко наблюдается.

*Показатель преломления.* 1,70.

*Интерференционная окраска.* Первого порядка серая или аномально синяя.  $N_g - N_p = 0,004 - 0,008$ .

*Отличительные особенности.* Отличается от апатита отсутствием кристаллических очертаний, большим показателем преломления, аномальной интерференционной окраской, также двуслойной интерференционной фигурой.

## Кальцит

Химический состав  $\text{CaCO}_3$ . Система гексагональная. Спайность ромбоэдрическая. Оптический характер — отрицательный.

*Окраска.* Бесцветный.

*Форма.* Отсутствует.

*Спайность.* Ясная по трем направлениям.

*Показатель преломления.* 1,57, приблизительно, изменяется в зависимости от направления разреза от 1,55 до 1,66.

*Продукты разрушения.* Отсутствуют.

*Плеохроизм.* Отсутствует, часто наблюдается резкое изменение рельефа и шагреновой поверхности, как следствие сильного двойного лучепреломления. Это изменение при быстром вращении поляризатора дает эффект так называемого мерцания.

*Интерференционная окраска.* Белая высшего порядка с ирризацией.

*Двойники.* Пластинчатые [иногда по трем направлениям].

## Доломит

Химический состав  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Система гексагональная. Очень сходен с кальцитом, но имеет кристаллы с ромбоэдрическими очертаниями, часто с резко выраженной зонарной структурой.

## Цеолиты

Водные алюмосиликаты с различными щелочными, щелочноземельными металлами (Na, K, Ca). В состав группы цеолитов входит очень большое количество минералов, сильно различающихся между собой. Присутствуют главным образом в пустотах и трещинах горных пород. Они бесцветные с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама. Главные члены этой группы: *анальцим* (система кубическая) и *натролит* (система ромбическая); последний встречается в виде игольчатых кристаллов, с интерференционной окраской первого порядка. Анальцим иногда заполняет пустоты, как вторичный минерал, хотя очень распространено мнение, что анальцим (и вообще все цеолиты) кристаллизовался как первичная составная часть изверженных пород.

## Кордиерит

Силикат магния, железа и алюминия. Система ромбическая. Спайность по 100, 010 и 001 (первый пинакоид, второй пинакоид и третий пинакоид). Оптический характер — отрицательный.

*Окраска.* Бесцветный.

*Форма.* Обычно аллотриоморфный.

*Спайность.* Обладает часто почти незаметной спайностью.

*Показатель преломления.* 1,54, почти равный показателю преломления канадского бальзама и кварца.

*Продукты разрушения.* Процесс разрушения начинается обычно вдоль трещин спайности, причем образуются мутные светлозеленые или бесцветные полоски.

*Плеохроизм.* Наблюдается только вокруг мельчайших включений, в виде красивых яркожелтых плеохроичных оболочек.

*Интерференционная окраска.* Первого порядка.

*Двойники.* Иногда наблюдаются простые полисинтетические или циклические двойники.

*Отличительные особенности.* Кордиерит отличается от кварца и полевых шпатов присутствием плеохроичных оболочек, двойниковым сростанием, от кварца же отличается двуосностью.

## Касситерит (оловянный камень)

Химический состав  $\text{SnO}_2$ . Система квадратная. Спайность по 101 (пирамида второго рода). Оптический характер — положительный.

*Окраска.* Коричневый.

*Форма.* Обычно неправильная или зернистая.

*Спайность.* Отсутствует.

*Показатель преломления.* 2,00. Очень резко выраженный рельеф и шагреневая поверхность.

*Зонарная структура.* Ясно видима.

*Плеохроизм.* Слабый.

*Интерференционная окраска.* Серая высшего порядка, но обычно затемненная основной окраской.  $N_g - N_p = 0,240$ .

*Двойники.* Простые.

## Циркон

Химический состав  $\text{ZrSiO}_4$ . Система квадратная, спайность по 101 (пирамида второго порядка). Двойное лучепреломление — положительное.

Очень сходен с апатитом; отличается высоким показателем преломления (2,25) и интерференционной окраской; *интерференционная окраска* — белая высшего порядка, изредка светлорозовая, (синяя) зеленая высшего порядка; их иногда очень трудно опознавать, так как белая окраска высшего порядка циркона очень сходна с серой окраской первого порядка, характерной для апатита; поэтому циркон отличается от последнего главным образом силой двойного лучепреломления и формой поперечных разрезов и явлениями в сходящемся свете, также показателем преломления.

## Методические указания

[При изучении минералов необходимо обращать внимание на их основные свойства, к которым относятся прежде всего: 1) цвет минерала и его плеохроизм, 2) показатели преломления, 3) спайность или отсутствие ее, 4) интерференционная окраска (сила двойного лучепреломления). Изучив эти свойства минерала, можно в значительной степени решить вопрос об определении его, в особенности если добавить как диагностический признак характер продуктов выветривания, которые зависят от химического состава самого минерала.

Особенно большое значение имеют для отнесения минералов к тем или иным характерным группам их показатели преломления, почему следует большое внимание придавать хорошему знакомству с применением обыкновенного света.

Определение силы двойного лучепреломления производится лучше всего при помощи таблицы Мишель Леви.

Толщина шлифа определяется при этом лучше всего по силе двойного лучепреломления таких минералов, как кварц, в тех породах, в которых он присутствует, или полевые шпаты, которые входят в состав всех пород, кроме ультраосновных.

Определение плагиоклазов в пределах данного курса рекомендуется производить по двум методам: 1) по сравнению показателей преломления его с кварцем и канадским балзамом (для более кислых плагиоклазов) и 2) по методу определения наибольшего симметричного угасания.

Следует иметь в виду, что из большого числа описанных минералов основное значение имеют следующие минералы, на которые необходимо обратить главное внимание.

### I. Минералы с малыми показателями преломления

(без шагреновой поверхности, сколько-нибудь ясно заметной)

1. Кварц, бесцветный
2. Ортоклаз и микроклин, бесцветные
3. Плагиоклазы, бесцветные
4. Заместители полевых шпатов (нефелин, лейцит) — бесцветные
5. Заместители полевых шпатов (содалит, нозеан) — иногда голубоватые и зеленоватые
6. Мусковит, бесцветный
7. Серпентин
8. Хлорит, зеленый, плеохроичный

### II. Минералы с большим показателем преломления

(ясно заметная шагреновая поверхность)

1. Оливин, бесцветный
2. Пироксены, бесцветные, слабо окрашенные, почти без плеохроизма (за исключением эгирина)
3. Амфиболы (роговые обманки), окрашенные, резко плеохроичные, реже бесцветные
4. Биотит, интенсивно окрашенный, резкий плеохроизм.]

# Непрозрачные минералы

## Магнетит

Химический состав  $Fe_3O_4$ . Система кубическая.

## Титанистый железняк

Химический состав  $FeTiO_3$ . Система гексагональная.

## Пирит

Химический состав  $FeS_2$ . Система кубическая.

Все эти минералы непрозрачные. Единственный доступный метод их исследования — в отраженном свете.

Пирит в отраженном свете медно-желтый, магнетит и титанистый железняк в свежем состоянии черные; при выветривании отличаются друг от друга. Продуктом разрушения магнетита является коричневый или охристо-желтый минерал, а титанистого железняка — минерал белого цвета и в виде тонкозернистого агрегата — лейкоксена.

## Методические указания

{Прежде всего необходимо изучить те немногие главные минералы, из которых состоят горные породы. Усвоив их, можно перейти к ознакомлению с другими второстепенными минералами, которые легче устнавливаются при изучении самих горных пород, в которых они могут присутствовать.

Ознакомившись при изучении минералов с указанными выше основными их свойствами, можно перейти при необходимости проверки определения их к изучению других свойств — например к определению характера удлинения минералов, иногда характерному; так, апатит имеет удлинение отрицательное, в сходном с ним силлиманите — положительное; также характерны многие явления в сходящемся свете, при изучении которых можно ограничиваться главным, образом нахождением разрезов, перпендикулярных к оптической оси, определяя в них оптический характер минерала. Иногда бывает трудно например отличить гиперстен от энстатита; в сходящемся свете можно видеть, что первый — отрицательный, второй — положительный; или трудно отличить кварц от полевого шпата; в сходящемся свете видно, что первый — одноосный, второй — двуосный; также не всегда легко отличить друг от друга роговые обманки и авгит — помогает определение оптического характера: в первых он отрицательный, во вторых — положительный.

Для каждого минерала можно поставить основные вопросы такого рода

## Вопросы

1. Химический состав минерала.
2. Какой формой и спайностью он обычно обладает в породах?
3. Чем отличается его окраска, наблюдается ли в нем плеохроизм?
4. Чем отличаются его показатели преломления от показателей в других сходных с ним минералах и как проявляется в связи с этим его шагрелевая поверхность?

5. Что представляют собой продукты выветривания минерала, — обратите внимание на их состав и связь состава продуктов выветривания с составом самого первичного минерала.

6. Какая наиболее высокая интерференционная окраска характерна для данного минерала в шлифах нормальной толщины (около 0,03 мм) и какие более низкие окраски могут в нем наблюдаться?

7. Наблюдается ли в нем только прямое угасание или прямое и косое?

8. Наблюдаются ли двойники и какие именно (простые или полисинтетические)?

9. В каких группах пород минерал особенно часто встречается?

10. Есть ли сходные с ним минералы, и если есть сходные, то в чем заключается сходство и отличие (лучше всего постепенно на основании своего знакомства с минералами)?]

---

## Часть III

# КРАТКИЙ ОЧЕРК ПЕТРОГРАФИИ

## Изверженные породы

В течение различных геологических периодов и на разнообразных крупных территориях изливались на поверхность земли лавы; те породы, которые образовались в результате остывания последних, дают нам представление о природе того подземного материала, который находится как в земной коре, так и на более значительных глубинах ниже ее.

Наиболее распространенными среди изверженных пород являются базальты, представляющие собой агрегат оливина, авгита и плагиоклаза, близкого к лабрадору, вместе с небольшой примесью немногочисленных других минералов.

Вследствие значительного сходства между базальтами, излившимися в различные геологические периоды и в различных частях земного шара, в последние годы утвердилось мнение, согласно которому эти породы базальтов питались из области непрерывного базальтового слоя, залегающего под всеми океанами и континентами; при этом континенты, возможно мощностью свыше 30 км, аналогично айсбергам, плавающим в воде, плавают в базальтовом субстрате.

От времени до времени в континентах развиваются явления растяжения, образуются трещины, открывающие пути для поднятия базальтовой жидкости на поверхность земли по одной из этих трещин или по целой серии их, располагающихся в общем взаимно параллельно.

Эти эффузии дают начало трещинным излияниям, по существу не отличающимся от вулканических извержений, так как последние получают в результате местного закупоривания тех же трещин. Тем самым те вещества, которые по всем признакам являлись частями этого базальтового субстрата, достигают земной поверхности в неизменном состоянии, поскольку это касается их состава. Если это предположение соответствует действительности, возможно, что после окончания поднятия расплавленной массы через земную кору остающаяся в трещинах лава застывает, образуя серии крупных, похожих на стены, масс базальтовых пород, простирающихся от субстрата до поверхности земли в виде *дайк*.

В других случаях играет видную роль другой фактор, именно время. Части базальтового субстрата медленно поднимаются в земной коре и

беспрерывно отдают тепло окружающим горным породам. При таких условиях возможно, что из интрузируемой жидкости, *магмы*, выделяются определенные химические соединения в виде кристаллов. К числу самых ранних из последних относятся оливин и авгит, за ними следуют кальциевый полевой шпат, роговая обманка, еще позже образуются биотит и щелочные полевые шпаты совместно с кварцем.

Очевидно, что если такой минерал, как оливин, выкристаллизуется из магмы, остаточная жидкость будет более бедна железом и магнием, чем первичная; если бы такого рода процесс кристаллизации продолжался (что невозможно), эти два элемента должны были бы находиться только в кристаллах, но не в жидкости. Таким образом, кристаллизация одного минерала означает выделение определенных составных частей из жидкости, или другими словами то, что остаточная магма становится относительно богаче теми составными частями, которые не участвовали в процессе образования кристаллов. Остаточная жидкость становится богаче или беднее то теми, то другими из этих составных частей.

Факты такого рода были установлены уже давно, и петрологи привыкли говорить о том, что кислотность остаточной жидкости возрастает, так как предполагали, что конечной фазой является жидкость, богатая кремнекислотой.

Первый Н. Л. Бюен показал, что в действительности существенным в данном случае является увеличение содержания не кремнекислоты, а щелочей, и что на поздних стадиях жидкость становится более бедной кремнекислотой. Он дает характеристику кристаллизации более ранних минералов и указывает на то, что так как они тяжелее остаточной жидкости, они оседают; это оседание происходит до тех пор, пока его не задержит возрастающая вязкость этой жидкости, пока кристаллы не опустятся на дно магматического бассейна или пока они не попадут в сеть других ранее образовавшихся кристаллов.

При таких условиях, если существование жидкости в бассейне будет достаточно продолжительно, мы должны ожидать, что в магматическом бассейне получится слоистость, соответствующая порядку кристаллизации минералов, входящих в состав образующихся горных пород. Мы должны также ожидать, что кристаллы, выделившиеся последними, займут самую верхнюю часть магматического бассейна. Более того, мы должны ожидать, что минералы, выпавшие в верхней части бассейна, будут особенно богаты не кремнекислотой, а щелочами.

Все это действительно имеет место на большой глубине ниже поверхности земли, так как там образуются горные породы, известные под названием *плутонических* (или *глубинных*); этот процесс протекает в условиях медленного охлаждения; поэтому образуются полностью кристаллические породы; благодаря этому же эти породы называют также и *голокристаллическими*, т. е. *полнокристаллическими*. Совершенно ясно, что всякое обнажение пород такого рода, найденное на поверхности земли, указывает на то, что вышележащие породы были смыты процессами денудации. В таком магматическом бассейне, в котором процесс дифференциации доходил до конца, плутонические породы должны быть расположены в том нисходящем порядке, который изображен на следующей таблице (см. стр. 82).

Горные породы	Главные минералы
Нефелиновый сиенит Сиенит Гранит Диорит Габбро Перидотит	Нефелин, щелочные полевые шпаты Щелочные полевые шпаты Щелочные полевые шпаты, кварц Известково-натровые полевые шпаты Известковые полевые шпаты, оливин, авгит Оливин, авгит

Характерные черты каждой отдельной плутонической породы, выступающей на земной поверхности, должны зависеть от той глубины, на которую проникала денудация. Таким именно образом Боуен объясняет различия, существующие между горными породами Скалистых гор и породами Монтаны, предполагая, что породы первого района (граниты) получились в результате более глубокой денудации, чем породы второго района, в котором породы вполне определено более богаты щелочами.

Не следует, однако, считать, что такого рода полное послойное распределение пород достигается всюду. Процесс такого рода может доходить до конца только в тех случаях, когда время существования жидкости в бассейне достаточно продолжительно. Застывание может произойти в любой период и поэтому плутонической породой, занимающей самую верхнюю часть бассейна, может быть сиенит, гранит, диорит или даже габбро, если только затвердевание произойдет на соответствующей более ранней стадии.

Таким образом, мы присоединяемся к теории кристаллизационной дифференциации Боуена, согласно которой гравитационный процесс имел место после начала кристаллизации магмы.

Возможно однако, что дифференциация происходила также и до начала кристаллизации магмы. Некоторые жидкости при высокой температуре образуют однородные смеси, но при понижении температуры две такие жидкости могут отделиться одна от другой, причем более тяжелая из них опускается, в то время как более легкая подымается. Если такого рода процесс происходит в магме, гравитационная стратификация не будет находиться в какой бы то ни было зависимости от оседания кристаллов. Более того, контакт двух типов плутонических пород при этом должен быть значительно более резко выражен, чем при условиях, выдвигаемых Боуеном. В общем результаты в обоих случаях дифференциации магмы должны быть примерно одинаковы, тем более, что выше изложены только принципы процесса в самом общем виде.

Профессор Р. А. Дэли — возможно первый, предложивший теорию несмешивающихся жидкостей для объяснения процессов дифференциации, указывает на интересный вывод из теории прогрессивной дифференциации. Он обращает внимание на небольшие массивы диоритов, встречающиеся в качестве сателлитов вокруг крупных гранитных массивов, и объясняет их образование как следствие очень ранней дифференциации, имевшей место в магматическом бассейне, часть магмы которого была инъецирована в окружающие породы. В связи с проникновением

магмы в охлажденные породы, находящиеся в контакте, произошло (сравнительно) быстрое затвердевание инъектированных масс. Другой тип дифференциации оказался невозможным, и поэтому образовались только диориты. Но в родственном магматическом бассейне, в котором жидкое состояние магмы продолжалось более длительный период времени, дифференциация могла достичь более высокой степени, и поэтому в верхней части бассейна мог образоваться также и гранит.

Тот же исследователь дает интересное объяснение другому явлению.

В некоторых плутонических массивах краевые части более основные, т. е. более бедны кремнекислотой, чем остальная часть горных пород. Для объяснения этого был выдвинут ряд предположений; однако, можно совершенно определенно сказать, что объяснение Дэли наиболее приемлемо.

Вдоль стенок магматического бассейна на ранней стадии дифференциации можно ожидать наибольшего охлаждения; тут именно и образуется кайма, в которой дальнейшее перераспределение составных частей не может иметь места. В то же время в центральных частях бассейна потеря тепла происходит значительно медленнее и поэтому здесь будет продолжаться гравитационное приспособление, благодаря чему в верхней части непосредственно под кровлей будет располагаться более поздняя фаза, окруженная более ранней. Лишь в редких случаях краевые части отличаются сравнительно кислым характером (т. е. они более богаты кремнекислотой), чем остальная масса породы; однако, это происходит лишь в тех случаях, когда преобладающая масса состоит из нефелинового сиенита или родственной ему породы; именно в таком случае можно ожидать ту последовательность результатов дифференциации, которая кратко охарактеризована выше, с образованием в конечной фазе богатых щелочами пород, что вполне соответствует фактам.

Нахождение диоритовых сателлитов дает место интересным рассуждениям относительно последовательности образования второстепенных (малых) интрузий. Нельзя думать, чтобы магматический бассейн крупных размеров не подвергался действию дислокации под влиянием движений земной коры в течение всего времени его кристаллизации; в результате этих дислокаций возможен вынос части магмы путем выжимания ее из главного бассейна и перенос ее в соседние породы. Если мы себе представим, что от времени до времени данный бассейн подвергался сжатиям до окончания его кристаллизации, интрузии вблизи его кровли должны были становиться прогрессивно все более и более щелочными. Отсюда можно сделать вывод, что если две интрузии такого рода встречаются вместе, то наиболее щелочная из них должна быть наиболее юной, причем она же пересекает породу, бедную щелочами. Этот вопрос, однако, очень сложен, так как в район данной области могут поступать магмы также и из другого, рядом расположенного, батолитового бассейна. Более того, в самом сателлитовом бассейне жидкость может существовать более продолжительный промежуток времени; в таком случае эта частичная магма дифференцируется и может произойти извержение ее жидкого остатка.

Другой вопрос, пока еще не разрешенный, несмотря на его крупное значение, — это вопрос о чистоте магмы. Нет сомнения в том, что в некоторых случаях магматические породы занимают свое место

в земной коре либо путем раздвигания ранее существовавших пород, которые магма отодвигает в сторону, либо же магма занимает свое место в тех расширенных пустотах в земной коре, которые образуются при тектонических процессах. Так например *лакколит* с его ровным основанием и выпуклой верхней поверхностью очень легко может образоваться в результате поднятия вверх вышележащих пород; в этом определении лакколита обязательно присутствие плоского основания, которое однако не всегда может наблюдаться. Так например крупный гранитный массив Датмоора может быть лакколитом; однако его основание нигде не обнажено, и можно высказать также и такое предположение, что этот гранитный массив продолжается вниз на бесконечную глубину. Следовательно это может быть и не лакколит, а *батолит*. Если это так, то очень трудно себе представить, каким образом магма могла занять свое место исключительно путем интрузирования. Поэтому Дэли и другие исследователи высказывают предположение, согласно которому в данном случае магма заняла свое место путем растворения ею ранее существовавших пород; эти коренные породы были ассимилированы магмой и в связи с этим магма тем самым не сохранила своего первоначально чисто изверженного характера.

Дэли и представители его школы утверждают, что такого рода ассимиляция материала, богатого кремнекислотой, с последующим гравитационным приспособлением является необходимой для того, чтобы произошла дифференциация гранитной магмы.

Для того чтобы объяснить происхождение таких богатых щелочами пород, как нефелиновые сиениты, сторонники ассимиляции идут еще дальше. Находясь под влиянием очень обычного совместного нахождения интрузивных пород и известняков, согласно им, обломки известняка отрываются гранитной магмой от коренной породы; под влиянием известняков происходят реакции, уменьшающие содержание в гранитной магме кремнекислоты; магма таким образом обедняется кремнекислотой; в результате этого образуются минералы, бедные кремнекислотой, в виде фельдшпатоидов (нефелин, канкринит, содалит, лейцит). Однако в вопросе относительно происхождения гранитов и нефелиновых сиенитов сторонники этих теорий придерживаются совершенно противоположных точек зрения: одна из этих школ считает, что в основе образования всех разновидностей горных пород лежит процесс оседания кристаллов; согласно другой школе — для образования их необходимы процессы ассимиляции крупных масс коренных пород. Каждый исследователь всегда должен помнить о том, что имеется два способа происхождения изверженных пород, и на основании своих исследований приходит к тому или иному выводу. Различия во мнениях не бесплодны; эти противоречия во взглядах придают огромный интерес к вопросам петрологии; в результате этого простое описание пород было заменено полезными размышлениями о генезисе горных пород.

Не вызывает сомнения тот факт, что нередко части коренных пород захватываются магмами. Эти «ксенолиты» наблюдаются в многочисленных магматических породах. В одних случаях их легко распознавать как таковые, так как после того, как они были захвачены магматическими породами, они испытали очень мало изменений. В других случаях взаимодействие между магмой и ксенолитами продвинулось настолько далеко, что последние едва можно узнать. Раз это так, то

готовчас же подымается вопрос о том, насколько далеко продвинулось такого рода растворение в тех случаях, когда от него не остается заметного следа. На это пока не удается получить достаточно удовлетворительного ответа. Гаркер придерживался того мнения, что магма никогда не была достаточно горяча для того, чтобы выполнить такого рода работу, в то время как Дэли предполагал, что такого рода процессы происходят в полной мере. Однако Боуен показал, что представление о перегреве магмы во время процессов ассимиляции в значительной степени преувеличено и что процесс растворения коренных пород магмой может происходить в достаточно крупных размерах без того, чтобы температура хотя бы немного превышала ту, при которой начинается кристаллизация. Невозможно сомневаться в том, что породы, которые мы наблюдаем в поле, не потеряли своей первичной чистоты. Обычно они в большей или меньшей степени изменены в результате растворения обломков ранее существовавших коренных пород, и такого рода изменения их (загрязнение или «контаминация» Рида) может или не может быть замеченной при изучении горной породы под микроскопом или при химическом анализе ее.

Однако такого рода миграция от коренной породы к интрузивной обусловлена не только одним способом переноса. Нет сомнения в том, что на различных стадиях остывания магмы материал, выделяющийся из нее, проникает в окружающие породы. Присутствие многочисленных рудных месторождений, таких как меди, олова и вольфрама, вблизи контактов с изверженными породами свидетельствует о факте переноса различных видов растворов через плоскости контакта; вещества, находящиеся в них, отлагались в коренных породах по трещинам или фактически замещали ранее существовавшие минералы этих пород. Причина осаждения вещества в трещинах не всегда ясна. Одной из вероятных причин является понижение температуры по мере удаления от интрузии; в других случаях причиной осаждения может быть понижение давления в восходящих растворах. Условия химической устойчивости играют роль там, где встречаются растворы магматического происхождения с растворами атмосферного происхождения; в таких местах происходят процессы замещения (метасоматизма). Вода всегда играла крупную роль в процессе переноса изверженного материала, вызывающего замещение, и по необходимости следует признать ее как существенную составную часть магмы; можно однако высказать также и иное предположение, именно, что она получилась при растворении обломков коренных пород, содержавших воду, на ранней стадии магматической истории.

Не только вода является средством переноса. Кроме нее также и газовый перенос играл крупную роль в процессе образования ряда многочисленных рудных месторождений, в особенности оловянного камня и вольфрама. Такого рода процесс известен под названием пневматолита. Выделения такого рода происходили по всем признакам при очень высоких температурах; вне сомнения, они предшествовали процессам водного переноса, причем один процесс следовал непосредственно за другим.

Следует помнить, что центральные части магматического бассейна остаются жидкими еще в то время, как краевые части его уже затвердели; поэтому такие растворы, как водные или газовые, выделяясь на-

ружу из этих жидких магматических масс, принуждены были до того, как достичь коренных пород, пройти некоторый путь по краевым горным породам магматического происхождения; поэтому осаждение может произойти в уже затвердевших изверженных породах, как в контакте с ними, так и вне его. Место, где происходит осаждение вещества, зависит от различных причин, но вполне естественно, что высокотемпературные минералы, т. е. образующиеся при высоких температурах, выпадают ближе к источнику своего происхождения; те, которые остаются в растворе и при более низких температурах, могут быть перенесены на более или менее значительные расстояния ранее, чем начнется их осаждение; поэтому их изверженное происхождение не всегда достаточно ясно.

Перенос изверженного материала водой или газами указывает на то, что летучие вещества не могут оставаться в полном объеме в магме. Это должно вытекать как следствие из процесса кристаллизации, так как по мере хода кристаллизации объем остающейся жидкой части магмы должен постепенно уменьшаться и должен наступить момент, когда летучие вещества, не выделенные из магмы для образования кристаллов, становятся слишком объемистыми, чтобы оставаться во вмещающих, все более и более уменьшающих свой объем. Поэтому вполне естественно считать, что пневматолитизм и метасоматизм должны начаться вскоре после начала кристаллизации и продолжаться до тех пор, пока будет сохраняться жидкость. Хотя нет достаточных данных для точного определения размеров пневматолитизма, но во всяком случае ясно, что во время и после гранитной фазы развивается значительный пневматолитизм. Несомненно, что образование турмалина и топаза, из которых первый богат бором, второй фтором, является следствием газового переноса; их часто находят в качестве минералов, заместивших такие минералы гранитов, как ортоклаз и биотит. Точно так же в этих породах при этом образуются превосходные псевдоморфозы оловянного камня по полевому шпату.

Таким образом можно считать доказанным, что ни интрузия, ни коренные породы не сохраняют своего первичного состава. При этом каждому исследователю предоставляется решать вопрос о том, каких размеров в каждом отдельном случае достигал тот или иной тип переноса.

До сих пор мы рассматривали те условия, при которых интрузивные изверженные породы образовались в то время, когда вершины базальтовых выступов или магматических бассейнов не имели сообщения с поверхностью земли. При этом однако не установлена та глубина, на которой располагается верхняя часть интрузивного тела; поэтому во многих случаях может установиться сообщение с земной поверхностью, причем должны развиваться своеобразные продукты дифференциации; в районе этой части интрузива они могут извергаться на поверхность и образовывать на поверхности земли эффузивные изверженные породы. Состав этих излившихся пород совершенно ясно должен зависеть от своеобразных стадий эволюции, достигнутых в ниже расположенном магматическом бассейне. Тем не менее породы, образовавшиеся на глубине, обладают некоторыми специальными особенностями, иными, чем особенности пород излившихся. Во-первых, охлаждение на поверхности земли протекает значительно быстрее, чем на глубине не

потому, что воздух является лучшим проводником тепла, чем горная порода, но по той причине, что конвекция обеспечивает постоянное удаление тепла с остывающей поверхности. Медленное остывание благоприятствует кристаллизации; поэтому вулканические (эффузивные) породы по преимуществу стекловатые и некристаллические. Во-вторых, удаление летучих веществ с поверхности лавы значительно легче, чем в случае интрузивной магмы. На основании сказанного выше можно утверждать, что присутствие летучих веществ способствует образованию кристаллов и что их отсутствие затрудняет кристаллизацию или приостанавливает ее. Таким образом по двум причинам излившиеся изверженные породы должны отличаться от своих глубинных аналогов главным образом тем, что они стекловатые, а не кристаллические, как последние; это подтверждается фактами; имеются также и некоторые исключения, когда кристаллы выростали в поверхностных потоках после их излияния или когда глубинные породы оказываются стекловатыми. Более того, вулканическая горная порода может содержать кристаллы глубинного происхождения; это может иметь место по той причине, что эффузия представляет собой процесс, который имеет место во время кристаллизации питающей их магмы, причем в последней могут содержаться кристаллы, которые и выносятся в некоторых случаях на поверхность земли и оказываются затем включенными в стекловатую лаву, образующуюся на поверхности земли при затвердевании этой лавы.

После своего излияния лава должна течь по склону, на котором она может оставаться, пока дальнейшее ее передвижение не сделается невозможным благодаря увеличивающейся вязкости ее. Во время такого движения ее отдельные, присутствующие в ней всякого рода удлиненные тела, кристаллические или иные, должны располагаться по направлению течения, в результате чего в породе развивается характерная (флоидальная) текстура. Следует напомнить, что при изученных условиях течение может проявляться также на глубине и давать приблизительно те же результаты.

Другая важная особенность эффузивных пород вытекает из способа их происхождения. Выделение газов вызывает образование пузырьков. Они образуются в большом количестве, и при помощи их газы выделяются в атмосферу. В результате получается пузырчатая или шлаковая текстура. Форма многих из этих пузырьков эллипсоидальная, причем длинная ось эллипсоида располагается по течению потока. Поэтому поверхность такого потока должна быть стекловатой и обладать шлаковой текстурой; центральная часть потока может быть стекловатой или кристаллической. Любая часть потока может кроме того содержать кристаллы подземного происхождения.

В некоторых случаях (например Антрим и Муль в Англии) такие потоки покрывают остатки растений, которые дают возможность устанавливать с достаточной точностью время их излияния.

Если извержение происходит не путем излияния, а путем взрывов, обломки лавы или других пород с силой выбрасываются вверх, падают затем вниз и образуют отложения, сходные с обыкновенными осадками; они могут содержать остатки организмов данного геологического периода, и возраст этих пород можно определить по остаткам организмов. Такого рода породы известны под названием туфов, пеплов, агло-

мератов. При исследовании их как под микроскопом, так и без него, в них обнаруживаются признаки кластической структуры.

При рассмотрении эффузивных пород следует помнить, что стекловатое состояние неустойчиво. Даже старинные стекла, изготовленные человеком, иногда начинали кристаллизоваться, а в стеклах изверженного происхождения можно наблюдать, в особенности в древних, переход стекла в кристаллическое состояние. Кристаллы, образовавшиеся при такого рода условиях, часто обладают игольчатой формой, располагаются радиально-лучисто из одной точки. Они очень часты в кислых породах и носят название сферолитов. Тот факт, что полосы потока часто их пересекают, указывает на то, что кристаллизация произошла позже, чем они образовались. Точно так же в стекловатых породах иногда встречаются искривленные трещины, носящие название «перлитовых». Если кристаллизация после затвердевания (девитрификация) достигала значительной степени, в ряде случаев трудно установить, что данная порода была в прежнее время стекловатой; в таких случаях существование перлитовой структуры может оказать большую помощь при разрешении вопросов об истории данной горной породы.

Как и в случае второстепенных (малых) интрузий, выяснение истории вулканических пород чрезвычайно затруднительно. Если один поток располагается на другом, совершенно ясно, что верхний более юный, чем нижний. Однако не всегда возможно установить вполне точно порядок напластования. Можно высказать предположение, согласно с Боуеном, что более щелочные породы располагаются выше, чем более бедные щелочами. Но это нельзя считать установленным: нельзя сказать с уверенностью, что все потоки лав, находящиеся в одной области, получились из одного и того же резервуара, и следовательно это доказательство частного характера вряд ли может быть приемлемо. Во всякой такой области порядок последовательности должен быть выведен на основании тщательного сбора горных пород.

Общепринятая классификация глубинных горных пород по их составу может быть дана в следующем виде:

Гранит	Кислый
66% $\text{SiO}_2$	} Промежуточный (средний)
Сиенит	
Диорит	
52% $\text{SiO}_2$	Основное
Габбро	

Таким образом гранит является той породой, которая особенно богата кремнекислотой, и поэтому содержит полевые шпаты, богатые ортоклазовой или альбитовой молекулой вместе с кварцем; они обычно сопровождаются одной или двумя видами слюды, возможно также апатитом и титанитом. Габбро бедно кремнекислотой, состоит из полевого шпата, богатого анортитовой молекулой вместе с пироксеном; могут присутствовать также апатит и железнорудные минералы. Из двух промежуточных классов сиенит богат щелочами, диорит беден ими. В обоих случаях присутствуют определенные железисто-магнезиальные минералы, такие как авгит или роговая обманка. Если биотит, апатит и титанит могут также присутствовать, то во всяком случае последний минерал чаще встречается в сиенитах. Однако главными минералами

пород обоих промежуточных классов являются полевые шпаты; в сиенитах это — ортоклаз, микроклин или известково-натровый полевой шпат, состав которого близок к альбиту; полевой шпат пород класса диоритов близок по составу к андезину, хотя обычные кристаллы с зонарной структурой; каждая зона в нем обладает собственным особым составом. Как сиенит, так и диорит могут содержать небольшие количества кварца, что указывает на близость их к гранитному концу данной серии пород. Однако, если данная классификация соответствует фактам, существование кварцевого сиенита допустимо, но кварцевого диорита — абсурдно. Как ни велики среди петрологов различия во мнениях в области номенклатуры горных пород, однако существуют широко распространенные породы, которые петрологи называют кварцевыми диоритами. Поэтому кажется, что правильнее принять ту схему, которая изображена на диаграмме А.

**А**

Богат щелочами <i>Сиенит</i>	Бедно кремнекислотой <i>Габбро</i>
<i>Гранит</i> Богат кремнекислотой	<i>Диорит</i> Беден щелочами

**В**

Богат щелочами <i>Фельзит</i>	Беден кремнекислотой <i>Долерит</i>
<i>Кварцевый фельзит</i> Богат кремнекислотой	<i>Порфир</i> Беден щелочами

**С**

Богат щелочами <i>Трахит</i>	Беден кремнекислотой <i>Базальт</i>
<i>Риолит</i> Богат кремнекислотой	<i>Андезит</i> Беден щелочами

Этот метод классификации допускает существование типов пород, переходных между сиенитом и габбро, габбро и диоритом, сиенитом и гранитом, гранитом и диоритом, причем все эти переходные типы существуют в действительности. Кроме того существует небольшое количество горных пород, обладающих характером, промежуточным между габбро и гранитом, между сиенитом и диоритом. Подобная же группировка может быть принята для тех изверженных пород, которые обычно встречаются в виде жил (даек) и пластовых залежей (силлей) в качестве второстепенных интрузий, которые в общем обладают более

тонкозернистой структурой, чем соответствующие глубинные породы, или содержат минералы, погруженные в стекловатую основную массу. Обычно их относят к *гипабиссальным* (диаграмма В).

Излившиеся породы можно сгруппировать в аналогичные группы тождественным образом. Теоретически это — стекловатые породы; они обычно содержат некоторые количества стекла в основной массе; количество его особенно велико в базальтах (см. диаграмму С). Если каждая из трех диаграмм начерчена на открытке и затем наложена одна на другую таким образом:

А  
В  
С

так, что гранит, кварцевый фельзит и риолит образуют вертикальную серию, мы получаем классификацию горных пород, основанную на минералогическом составе и структуре, притом вполне удовлетворительную. Еще лучше смотреть на эти образцы, как бы расположенные в трехэтажном здании с четырьмя комнатами в каждом из них.

Согласно этой схеме все плутонические породы располагаются в нижнем этаже, вулканические — под крышей. В то же время породы, расположенные одна над другой, обладают одинаковым минералогическим составом.

Существует конечно большое количество различных разновидностей изверженных горных пород, названия которых не упомянуты в краткой сводке [часть их описана ниже]. Следует думать, что данная схема достаточно хорошо обоснована и студент сможет приступить к более подробному изучению горных пород и признает ее полезным фундаментом для усвоения петрографии. Данная классификация не претендует на полноту; совершенная классификация изверженных пород должна быть основана на полном усвоении магматических процессов. Читая дальнейшие страницы, учащийся увидит, что мы пока еще далеки от достижения такой цели.

## Причины разнообразия изверженных пород

В дополнение к сказанному выше можно указать на то, что крайнее разнообразие состава изверженных пород объясняется *дифференциацией магмы*. Под дифференциацией магмы вообще подразумевают совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых с течением времени и в связи с геологическими процессами происходит разделение материнской магмы на вторичные, отличающиеся в химическом отношении от материнской и ведущие к образованию известных нам изверженных пород. Обычно дифференциация происходит на более или менее значительных глубинах; если такого рода процесс происходит в каком-нибудь магматическом бассейне, то в отдельных частях его собираются неодинакового состава частичные, вторичные магмы, родственные друг другу, которые при процессе извержения и застывания дают начало разнообразным «комагматическим», т. е. образовавшимся из общей материнской магмы изверженным породам; так, если материнская магма данного магматического бассейна была особенно богата  $\text{Na}_2\text{O}$ , то и вторичные магмы и получаемые из

них комагматические породы будут отличаться большим содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$ , чем породы, полученные при дифференциации магматического бассейна иного состава.

Обычно различают два главных типа дифференциации магмы: а) *магматическую*, которая имеет место задолго до начала кристаллизации, на больших глубинах, при температурах, более или менее превышающих температуру затвердевания или начала кристаллизации магмы; б) *кристаллизационную*, происходящую по большей части в обособленных участках уже расщепленной магмы, при сравнительно низкой температуре, близкой к температуре затвердевания магмы или даже во время ее кристаллизации. В первом случае главную роль играет образование двух или большего числа жидких фракций по принципу ликвации.

**Магматическая дифференциация.** Магму мы можем себе представить, как смесь двух или большего количества несмешивающихся друг с другом жидкостей; благодаря этому магма при известных температурах расщепляется на жидкие фазы. При более высоких температурах получается однородный магматический раствор, при более низких — наступает момент (при определенной температуре и соответствующем давлении), когда этот раствор распадается на несмешивающиеся части, в особенности при температуре, близкой к моменту кристаллизации магматического раствора. В настоящее время можно считать доказанным, что для магматических растворов характерна ограниченная смешиваемость частей его. Доказательством существования эмульсионной стадии магмы являются часто шлиры или основные выделения, иногда в изобилии присутствующие в изверженных породах, далее шаровые граниты, диориты, габбро; другим доказательством такого же процесса является полосатая структура некоторых нефелиновых сиенитов, габбро и др. Процесс ликвации играет наибольшую роль в ходе дифференциации магмы, и во время его происходит отделение растворов одного состава от растворов иного состава в крупнейших иногда размерах, причем видную роль в ходе этого процесса играет сила тяжести.

**Кристаллизационная дифференциация.** В том случае, когда затвердевание магмы происходит чрезвычайно медленно, при постоянном передвижении в ней по направлению кверху газов (минерализаторов), не происходит переохладения магмы, и она постепенно кристаллизуется. Если магма не особенно вязкая, в ней благодаря действию силы тяжести происходит передвижение по вертикали выпадающих кристаллов, что ведет к изменению состава магмы в различных частях магматического бассейна. Оба процесса — ликвации и кристаллизационной дифференциации — могут происходить и одновременно.

То обстоятельство, что удельный вес играет видную роль в процессе дифференциации магм, установлено рядом наблюдений. Основание вулкана Мауна-Кеа на Гавайских островах состоит преимущественно из потоков оливинового базальта; выше последний сменяется более легкими, бедными оливином базальтами и авгитовыми андезитами и на вершине — трахидолеритовыми лавами удельного веса 2,76 с содержанием  $\text{SiO}_2$  51%.

Чрезвычайно характерны в этом отношении различия между глубинными породами и соответствующими им излившимися: излившиеся

магмы обычно богаче  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и беднее  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , чем глубинные; таким образом излившиеся породы играют роль как бы флюсов; во время передвижения газов перед излиянием магмы в ней очевидно имеет место дифференциация ее по удельному весу — происходит отделение той части раствора, которая дает железисто-магнезиальные минералы.

Существование дифференциации магм, помимо существования петрографических провинций с присутствующими в них часто крайне разнообразными изверженными породами, связанными друг с другом «кровным родством», подтверждается рядом наблюдений над краевыми зонами, дополнительными жилами, шлирами.

**Краевые зоны.** Гранитные и другие глубинные массивы, обнаружившиеся в настоящее время благодаря разрыву налегавших на них слоев, нередко бывают окружены каймой иного состава, чем центральная часть массива; эта краевая зона, ширина которой крайне разнообразна даже в одном и том же массиве и часто может совершенно отсутствовать, характеризуется тем, что в состав ее входят изверженные породы по большей части более основные, чем гранит: прекрасным примером основной краевой зоны служат некоторые граниты Пиреней, где по направлению к краям можно наблюдать постепенный переход от гранита через сиениты, диориты, габбро до пироксенитов. Во всех этих случаях происходит постепенное обогащение краев массива окислами кальция, магния и железа. Значительно реже наблюдаются кислые краевые зоны, например массивы сиенитов, окруженные зоной гранитов; здесь, наоборот, происходит обогащение краев кремнекислотой, щелочами и глиноземом.

**Дополнительные жилы.** Глубинные массивы нередко сопровождаются жилами, которые проходят в окружающие породы; эти жилы обладают в некоторых случаях не только тем же составом, как самая глубинная порода, но разделяются на две группы: в одной группе жил присутствуют преимущественно светлые составные части породы (лейкократовые жилы, окрашенные в светлые цвета), в другой группе — темные (меланократовые жилы); жилы эти иногда носят название дополнительных, так как общий их состав соответствует составу той глубинной породы, которую они сопровождают.

**Шлиры.** Явления дифференциации наблюдаются иногда и в незначительных размерах, как например в шлирах, когда в данной породе обособляются неправильные участки разнообразных размеров иного состава, чем самая порода; так, в габбровых породах нередко шлиры хромистого или титанистого железняка.

Различие в составе частей массивов, образование дополнительных жил и шлиров, существование петрографических провинций может быть объяснено лишь тем, что магма может расщепляться, дифференцироваться.

Исследования последних лет многочисленных петрографов, в том числе Боуена, показали, что магма состоит не из отдельных окислов, а из комбинаций их, которые могут соединяться друг с другом, образуя при понижении температуры либо новые соединения, соединяясь главным образом с кремнекислотой, либо же изоморфные смеси — твердые растворы, причем эти предположения подтверждаются экспериментальными исследованиями.

Мишель Леви высказываетя в пользу того, что первичная магма стремится расщепиться на две части, именно на более тяжелую, железисто-магнезиальную магму, и на более легкую — щелочную. При этом расщеплении минерализаторы сопровождают наиболее легкие магмы; следствием этого является то, что производные щелочных магм несравненно более энергично действуют в контактах сравнительно с магнезиально-железистыми, которые изменяют соприкасающиеся с ними породы лишь на небольшом протяжении. После расщепления каждая из двух магм следует в своем дальнейшем развитии по своему собственному пути, изменяя свой состав под влиянием процессов, происходящих внутри их, и в зависимости от тех пород, с которыми они соприкасаются.

По новейшим представлениям магма состоит главным образом из десяти главных окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , присутствующих в магме в виде групп и их соединений.

В процессе остывания магмы и ее кристаллизации молекулы могут соединяться друг с другом или главным образом с кремнекислотой, или, смешиваясь, образовать изоморфные смеси (твердые растворы).

Образование соединений молекул с молекулами изоморфных смесей и т. д. находится в тесной зависимости от температуры и давления; изменение этих факторов ведет за собой изменение образований в магме тех или иных соединений и смесей, постоянных лишь в известных, характерных для каждого из них, интервалах температуры и давления.

В каждый момент остывания магмы и ее передвижения внутри земной коры магматический раствор при определенных условиях температуры, давления, степени концентрации находится в определенном неустойчивом равновесии. При изменении одного из этих факторов меняются и условия равновесия для компонента магмы; отдельные компоненты попадают в условия, наиболее благоприятные для кристаллизации и могут выпадать в виде кристаллов тогда, когда магма пересыщается ими. Как мы видели, насыщенность магмы теми или другими компонентами происходит в определенной последовательности; Боуен, составив свою наглядную схему кристаллизации, показал, в каком порядке должно идти выделение того или иного из компонентов магмы с образованием определенных минералов. Характерным является то, что эти компоненты обычно выделяются в виде изоморфных смесей: изоморфные смеси образуют оливины, пироксены, амфиболы, биотиты, щелочные полевые шпаты, плагиоклазы. Исключение составляют только немногие (кварц).

На остывающую и кристаллизующуюся магму действует несколько факторов: изменение температуры и давления, изменение содержания минерализаторов, действие силы тяжести.

Одной из главных причин дифференциации магмы является действие силы тяжести, которая вызывает передвижение тех или иных групп молекул в различные части магматического бассейна, главным образом по вертикали. Если к этому присоединяется еще процесс кристаллизации магмы, он особенно способствует этому.

Согласно схеме Боуена первыми выделяются магнезиально-железистые ортосиликаты, обладающие большим удельным весом (оливин), далее несколько более легкие магнезиально-железистые метасиликаты

(ромбические пироксены, моноклинические пироксены, роговая обманка).]

Благодаря силе тяжести происходит передвижение этих минералов из более охлажденных верхних частей в более низкие. Вверху происходит обеднение окислами магния и железа, обогащение кремнеземом, щелочами и глиноземом. В то же время опустившиеся вниз кристаллы магнезиальных силикатов снова расплавляются (резорбируются), обогатив окислами магния и железа более глубокие части магматического бассейна.

При повторной кристаллизации и дифференциации такого рода получаются *анхимономинеральные магмы* (например лабрадориты, дуниты и др.). При выделении анхимономинеральных магм, согласно Фоггу, такие окислы остаются в остаточной магме; продолжающаяся кристаллизация и дифференциация приводят к образованию *анхиэвтектических магм* (габбро, нориты, сиениты). Конечным продуктом такого рода дифференциации является гранитная магма. Из остаточных магм, если летучие вещества не могли быть удалены, образуются пегматитовые магмы.

Такой процесс, происходящий длительный период времени, может вызвать крупные передвижения окислов и привести к расщеплению магмы на две главные части — в более глубоких частях концентрируются бедные кремнекислотой магнезиально-железистые составные части, к которым присоединяются также богатые кальцием алюмосиликаты, дающие основные плагиоклазы, в более высоких частях — щелочные алюмосиликатные молекулы магмы; следовательно в конечном результате получают две группы магм — основная или магнезиально-железистая и глиноземисто-щелочная. Восстановление прежнего равновесия во время процессов дифференциации магмы невозможно. Отсюда видно, что по существу оба типа дифференциации — магматическая и кристаллизационная — теснейшим образом связаны друг с другом и часто происходят одновременно.

Огромное значение в деле дифференциации магм играют также минерализаторы. Их роль заключается в том, что, согласно схеме Боуена, летучие составные части магмы концентрируются в жидких остатках магмы, все более и более кислых и обогащенных щелочами и глиноземом. Они образуют легкоподвижные соединения магм с этими компонентами и облегчают передвижение их вверх. Как мы видели, в контактах гранитных и других магм они переносят составные части магмы иногда далеко за пределы магматического бассейна, пропитывая окружающие породы. Так как эти летучие вещества особенно чувствительны к изменениям давления, они передвигаются вместе со щелочными и глиноземистыми составными частями магмы в места с уменьшенным давлением; в результате получается усиление процесса дифференциации магмы.

Этот процесс воздействия летучих составных частей магмы на группы компонентов ее дает возможность объяснить некоторые особенности горных пород в связи с процессами дифференциации и кристаллизации. При процессе кристаллизации летучие вещества оказывают особенно сильное влияние на передвижение щелочных составных частей, в ряде случаев играющих видную роль в составе магмы.

Третий фактор, который играет несомненно крупную роль в деле

дифференциации изверженных силикатных магм, это — *ассимиляция*, т. е. вплавление (растворение) тех пород, с которыми соприкасается магма. Этот процесс оказывает огромное влияние на ход дифференциации магмы прежде всего по той причине, что он вызывает изменение в составе самой магмы и следовательно нарушает временное равновесие, которое было в магме. В результате ассимиляции происходит приток к данной области, где происходит процесс ассимиляции, в одних случаях темных составных частей, в других — светлых.

Вопрос влияния ассимиляции и других факторов на дифференциацию магм до настоящего времени остается не вполне разрешенным. В этом отношении характерным является вопрос образования путем дифференциации щелочных магм.

## Описание главных типов изверженных пород

При классификации изверженных пород необходимо обратить внимание: 1) на минералогический состав и 2) степень кристаллизации этих пород. Обыкновенно изучающего поражает бесконечное разнообразие этих пород, и лишь правильная группировка их может облегчить изучение. Приступая к исследованию и классификации изверженных пород, лучше всего разместить их в ящике с отделениями так, чтобы каждое отделение содержало несколько пород, представляющих более или менее один определенный тип. При дальнейшем изучении студент убедится, что хотя такое разделение очень облегчает классификацию, в действительности оно не существует: породы группируются вокруг типов, но различные группы сливаются друг с другом.

Хорошо начинать исследование с изверженных пород, называемых глубинными или плутоническими (интрузивными) по способу их происхождения, или полнокристаллическими по структуре.

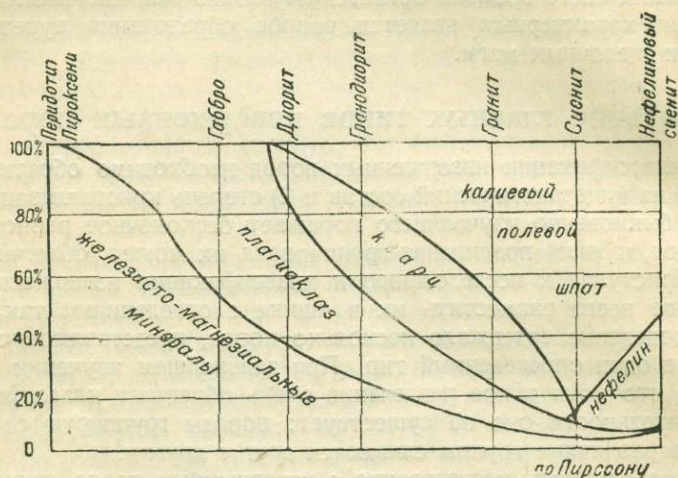
Все составные части этих пород имеют исключительно кристаллическое строение; они представляют четыре большие группы: граниты, сиениты и диориты, габбро, перидотиты с пироксенитами и отличаются главным образом по химическому составу и прежде всего по процентному содержанию кремневой кислоты.

Гранит	свыше 66%	SiO <sub>2</sub> кислые породы
Сиенит	} от 52% до 66%	• средние "
Диорит		
Габбро	" 52% — 45%	• основные "
Перидотиты и Пироксениты	45%	• ультраосновные "

В зависимости от процентного содержания кремнекислоты эти породы разделяются химически на ультраосновные, основные, средние и кислые. Главная масса образующих их минералов — силикаты.

Классификация горных пород основывается главным образом на признаках минералогических, которые отражают химический состав; зная минералогический состав пород, можно вычислить в общих чертах химический состав их; с другой стороны, зная химический состав, можно вычислить минералогический состав. Поэтому минералогическая классификация по существу является химической классификацией, выраженной в химических соединениях, называемых теми или иными минералами.

Классификация, приводимая ниже, начинается с основных пород и оканчивается более кислыми: вначале стоят породы, особенно богатые окислами железа и магния и следовательно минералами, представленными магнезиально-железистыми силикатами, обычно обладающими большими показателями преломления, и в конце породы особенно богатые щелочами и в особенности натрием, а следовательно богатые щелочными полевыми шпатами (калиевыми полевыми шпатами, ортоклазом или микроклином, натриевым полевым шпатом — альбитом) и их заместителями, главным образом нефелином.



Фиг. 41.

При такой классификации получается непрерывная серия горных пород, начиная от магнезиально-железистых оливиновых, вплоть до нефелиновых пород; как первые, так и последние не насыщены кремнекислотой, поэтому образуются в первых оливин (ортосиликат), содержащий меньше кремнекислоты, чем пироксены и роговые обманки, в последних — нефелин и другие заместители полевых шпатов, содержащие меньше кремнекислоты, чем сходные с ними по составу полевые шпаты (фиг. 41).

Классификация этих пород и общая ориентировочная характеристика их минералогического состава приведены на таблице, отражающей эту последовательность смен пород друг с другом, что наблюдается часто непосредственно в природе, когда мы изучаем выходы этих горных пород в поле.

В этом порядке в дальнейшем будем изучать различные горные породы, полагая, что основным значением при изучении горных пород являются: 1) изучение образцов горных пород в коллекциях, имеющих в учебных или научно-исследовательских учреждениях; 2) изучение шлифов этих пород под микроскопом, пользуясь теми знаниями, которые получены при изучении первых двух частей данного руководства.

Таблица изверженных горных пород

Глубинные породы											Излившиеся аналоги	
	Оливин	Ромбическ. пироксен	Моноклинический пироксен	Роговая обманка	Биотит	Са—Na плагиоклаз	Na—Ca плагиоклаз	Альбит	Калиевый полевой шпат	Нефелин		Кварц
Перидотит . . .	+	±	±	±	-	-	-	-	-	-	-	Пикриты, пикритовые порфириды
Пироксенит . . .	±	+	+	±	±	±	-	-	-	-	-	
Норит оливковый . . .	+	+	±	±	±	+	-	-	-	-	-	
Габбро олив.	+	±	+	±	±	+	-	-	-	-	-	Диабазы Базальты Мелафиры
Габбро роговообманковое	±	-	±	+	±	+	-	-	-	-	-	
Норит . . . . .	±	+	±	±	±	+	-	-	-	-	-	
Габбро . . . . .	±	±	+	±	±	+	-	-	-	-	±	
Диорит . . . . .	-	±	±	±	±	-	+	-	±	-	±	Андезиты, порфириды
Кварцевый диорит . . . . .	-	±	±	±	±	-	+	-	±	-	+	Дациты, кварцевые порфириды
Гранит щелочноземельный . . . . .	-	±	±	±	±	-	+	-	+	-	+	Риолиты, липариты, кварцевые порфиры
Гранит щелочной . . . . .	-	±	±	±	±	-	-	+	+	-	+	Щелочные риолиты, липариты, кв. кератофиры
Сиениты щелочноземельные	-	±	±	±	±	-	+	-	+	-	±	Трахиты, ортофиры
Сиениты щелочные . . . . .	-	±	±	±	±	-	-	+	+	-	±	Пантеллериты, кератофиры
Нефелиновый сиенит . . . . .	-	±	±	±	±	-	-	+	±	+	-	Фонолиты, нефелиновые порфиры
Нефелиновые основные породы . . . . .	±	±	±	±	±	-	-	±	±	±	-	Основные нефелиновые и лейцитовые породы

Породы, относимые к перидотитам и пироксенитам, носят название *ультраосновных*, относимые к габбро и норитам — *основных*, к диоритам и сиенитам — *средних*, к гранитам — *кислых*. Особняком стоят породы типа нефелиновых сиенитов, обычно присоединяемые к средним породам, к которым они отчасти близки.

Каждой группе глубинных пород соответствуют *излившиеся эффузивные породы*, которые отличаются структурой иногда частично в связи с минералогическим составом и иными физико-химическими и геологическими условиями их затвердевания сравнительно с породами глубинными.

Промежуточное положение занимают *полуглубинные породы*, или *гипабиссальные*, которые занимают промежуточное положение по характеру своего состава и структуры.

### Группа перидотитов и пироксенитов

Группа перидотитов и пироксенитов объединяет довольно большую группу глубинных горных пород и их излившихся аналогов, отличающихся значительным преобладанием магнезиально-железистых минералов над минералами щелочными и щелочноземельными (полевыми шпатами), которые в этих породах либо отсутствуют, либо присутствуют в крайне ограниченном количестве.

Главные минералы ультраосновных пород: в *перидотитах* — *оливин*; второстепенные минералы — пироксены. Разновидность перидотитов — дунит — состоит почти исключительно из оливина; в *пироксенитах* — *моноклинические* и *ромбические пироксены* (энстатит, гиперстен, авгит); второстепенные минералы — оливин, иногда основные плагиоклазы.

Кроме того в этих породах присутствуют *хромистый железняк*, *магнетит*, *титанистый железняк*.

Особую группу составляют так называемые *горблендиты*, главным породообразующим минералом которых является *роговая обманка*, обычно окрашенная в коричневый цвет и резко плеохроичная. Перидотиты и пироксениты обычно окрашены в черные и зеленовато-черные цвета.

Минералы, входящие в их состав, переходят в другие вторичные минералы. Такими минералами являются в первую очередь *серпентин*, образующийся как вторичный минерал из *оливина*, *уралитовая роговая обманка* или *уралит* (волокнистая, зеленая) как продукт преобразования пироксенов, *хлорит* как продукт преобразования пироксенов и роговых обманок, иногда также *талък*, *магнезит*; уралит, хлорит придают породе зеленоватый оттенок.

В химическом отношении характеризуются значительным содержанием окислов магния и железа, малым — кремнекислоты (менее 50%) и очень малым щелочей — особенно калия, также и окиси кальция.

Их излившиеся аналоги обладают в общем тем же составом и структурой; черные, обычно мелкозернистые породы, аналоги перидотитов — *пикриты* и *пикритовые порфириты*. Первые — равномерно зернистые породы, состоящие главным образом из оливина и авгита иногда с небольшой примесью основного плагиоклаза, вторые — пор-

фировые, с отдельными более крупными кристаллами оливина или авгита среди более мелкозернистой основной массы.

В некоторых разновидностях встречаются также небольшие количества роговой обманки.

Все эти породы являются очень непостоянными и сравнительно легко переходят в *серпентин*. Последний представляет собой породу, вторичную по оливиновым и пироксеиновым породам, обычно плотную, темнозеленого до зеленовато-черного цвета, иногда светлозеленую до желтой, часто неравномерно окрашенную, под микроскопом состоящую из мелких волокон (хризотил) и мельчайших табличек (антигорит) бесцветного, слабо поляризирующего серпентина.

Перидотитовые и пироксенитовые породы широко распространены в СССР в областях развития кристаллических пород и прежде всего на Урале, где мы их встречаем в значительных количествах, начиная от северного Урала (севернее Свердловска) и кончая южным Уралом (Башкирия). Обычно они перешли в серпентины и редко сохраняются в свежем, неизменном виде.

Перидотиты и пироксениты являются носителями ряда ценнейших полезных ископаемых. К ним относятся прежде всего *хромистые железняки*, образующие неправильной формы скопления среди серпентинов и перидотитов Урала; идут на огнеупорную и химическую промышленность, в последней для выделки красок и др. Широко развиты на Урале (Алапаевские, Синарские месторождения севернее Свердловска, Халиловские месторождения на юге Урала и др.).

В хромитах северного Урала содержится *платина* и сопровождающие ее металлы — *осмий*, *иридий* и др. Коренные месторождения платины, постепенно разрушаясь, дают начало платиновым россыпям.

### Группа габбро

К этой группе основных пород относятся породы, теснейшим образом примыкающие к перидотитам и пироксенитам, связанные с ними постепенными переходами. От них они отличаются содержанием *основного плагиоклаза*, главным образом лабрадора в различных относительных количествах по отношению к магнезиально-железистым минералам. Последние представлены главным образом *авгитом*, часто особой разновидностью авгита — *диалломом*, отличающимся тонкополосатой структурой, и ромбическим пироксеном, главным образом *гиперстеном*. Кроме того часто присутствует оливин. Оливин обычно образует округлые или неправильной формы зерна, окрашенные в черный цвет, авгит и гиперстен — короткостолбчатые кристаллы или вытянутые по вертикальной оси неправильной формы черного цвета зерна, иногда зеленоватые, в некоторых случаях виден характерный металлический отблеск, спайность. Плагиоклазы в свежем виде видны в виде таблитчатых кристаллов с блестящими плоскостями, на которых иногда заметна тонкая штриховатость (следы полисинтетической двойниковой структуры); в том случае, когда он в большей или меньшей степени разрушен, зерна его становятся матовыми; иногда спайность почти незаметна. Окраска белая, реже черная, темная до черной. Кроме того присутствуют *магнетит*, *титанистый железняк*.

Под микроскопом обычно видна зернистая масса, образованная

бесцветным, ярко поляризующим оливином с довольно резко выраженной шагреновой поверхностью, часто со змейками серпентина в нем; зерна обычно очень неправильной формы. Пироксены, обычно слабо буроватые, иногда почти бесцветные с большим показателем преломления, с резко заметной спайностью по одному или двум (под углом  $87^\circ$ ) направлениям; авгит (диаллаг) отличается высокой интерференционной окраской, обычно косым угасанием; гиперстен обычно с низкой интерференционной окраской, редко выше желтого первого порядка, с прямым угасанием.

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна, бесцветные, иногда перешедшие в мутный агрегат вторичных минералов; углы симметричного угасания большие, до  $30^\circ$ , двойниковые полосы обычно широкие.

Кроме того присутствуют кристаллики и неправильные зерна бесцветного апатита, неправильные зерна непрозрачного магнетита и часто вытянутые в длину зерна титанистого железняка, нередко окруженные белой каймой из вторичных минералов. Структура обычно габбровая с одинаковой степенью идиоморфизма плагиоклаза и авгита; иногда переходит частично в диабазовую, когда плагиоклаз более идиоморфен, т. е. обладает лучше выраженными кристаллическими очертаниями, чем авгит.

Состав габбровых пород в значительной степени разнообразен. Окраска их разнообразная, часто они темносерые, с зеленоватым оттенком, иногда совершенно черные в случае прозрачного лабрадора или черной окраски его, в других случаях зеленовато-серые при малом количестве присутствующих в габбровой породе темных минералов (лейкократные габбро) в отличие от меланократных габбро с преобладающими темными минералами.

В зависимости от минералогического состава габбро различают ряд разновидностей; главнейшие из них следующие:

*Габбро* — состоит из *лабрадора* и *авгита* (*диаллага*), разной крупности зерна, иногда довольно крупнозернистые.

*Норит* — порода такая же, как габбро, но отличается тем, что вместо авгита присутствует *гиперстен*; следовательно порода состоит из *лабрадора* и *гиперстена*. В случае присутствия в этих же породах оливина они носят название *оливиновых габбро* и *оливиновых норитов*.

Своеобразную породу представляет *форелленштейн* (*троктолит*), состоящий почти исключительно из преобладающего лабрадора, образующего крупно- и среднезернистый агрегат, и довольно большого количества черных и зеленовато-черных округлых зерен *оливина*.

Иногда (Урал) встречаются *роговообманковые габбро*.

Особенно ценной разновидностью габбровых пород являются *лабрадориты*, состоящие почти исключительно из *лабрадора*; лабрадориты в ряде мест Украины — Горбылево около Житомира, Бобрин там же, Городище около Черкасс и др. — обладают замечательно красивым отливом крупных таблитчатых кристаллов лабрадора; отлив синий, голубой, зеленый, золотистый и др.; примесь второстепенных минералов в них ничтожная, меньше 10%.

Различные разновидности габбровых пород особенно широко развиты в районе всего Урала в тесной связи с перидотитово-пироксенистыми породами и серпентинами. Другие районы развития габбровых пород — северная и средняя части Украины, где разнообразные габбро-

вые породы выступают в ряде мест и обладают прекрасной сохранностью, разрабатываются как ценный строительный и облицовочный материал; с габбровыми породами тесно связаны разнообразные полезные ископаемые и прежде всего железные руды, в особенности магнетитовые руды, содержащие одновременно несколько процентов двуокиси титана и до 1% пятиокиси ванадия. Двуокись титана имеет большую ценность как основной материал для получения титановых белил, могущих заменять свинцовые белила, второй идет между прочим на изготовление ванадиевой стали; особенно крупное месторождение таких титаномагнетитовых руд находится в районе Кусы около Златоуста (Кусинское месторождение). При преобразовании габбровые породы постепенно переходят в роговообманковые породы (амфиболиты), состоящие из плагиоклаза и вторичной роговой обманки, образующееся за счет преобразования пироксена; при дальнейших преобразованиях они могут перейти в различного рода тальковые, хлоритовые и другие породы (широко развиты на Урале).

При особенно интенсивном разрушении из габбровых пород могут выщелачиваться окислы железа, кальция, щелочи, и получается белая масса, образованная главным образом каолинитом (первичный каолин). Такого рода породы встречаются местами в северной части Украины.

Излившиеся аналоги габбровых пород представлены тремя главными породами — *диабазами, базальтами и мелафирами*. Все эти породы имеют в общем одинаковый минералогический состав и отличаются как от габбро, так и друг от друга особенностями структур.

В минералогическом отношении характеризуются, как излившиеся породы, состоящие из агрегата *оливина, авгита, лабрадора*; оливин в ряде случаев может отсутствовать.

*Диабазами* называются древние излившиеся и полуглубинные породы, состоящие из авгита и лабрадора (*диабаз*) или оливина, авгита и лабрадора (*оливиновый диабаз*); как оливин и авгит, так и лабрадор частично изменены; первый из них переходит в серпентин, второй в хлорит, третий в сосюрит (мутный, белый агрегат). Структура обычно *диабазовая*, при которой таблитчатые кристаллы лабрадора пересекаются по различным направлениям; пустоты между ними выполнены авгитом и оливином.

*Базальты* отличаются тем же составом; они обычно черные, хорошо сохранившиеся, без зеленых оттенков. В базальтах можно различать три главных типа структур, при каждой из которых характерно присутствие мелких и более крупных табличек плагиоклаза, располагающихся в беспорядке.

В зависимости от того, как заполнены промежутки между этими табличками плагиоклаза, различают *структуры*:

1. *Офитовая* или *диабазовая* — промежутки выполнены авгитом или же авгитом и оливином с примесью магнетита; стекло отсутствует.

2. *Интерсертальная* — наряду с мелкими зернами авгита, иногда также оливина и магнетита, присутствует бурое стекло.

3. *Витрофирная* — промежутки между табличками плагиоклаза выполнены только бурым стеклом.

Кроме того можно различать одновременно с этими тремя типами структур также структуры *афировую* — вся порода в общем равно-

мерно зернистая и *порфиновую* — порода состоит из более мелкозернистой *основной массы* того или иного из указанных типов строения; одновременно присутствуют более крупные кристаллы тех минералов, из которых состоит базальт: лабрадор, авгит, оливин. Такие более крупные кристаллы носят название *вкрапленников* или *порфировых выделений*.

В зависимости от крупности зерна среди базальтов различают:

1. *Долериты* — порода крупнозернистая, офитовая структура видна простым глазом; стекло отсутствует.

2. *Анамезиты* — порода мелкозернистая, офитовая структура с трудом различима простым глазом, легче с помощью лупы.

3. *Базальты* — порода тонкозернистая до плотной. Состав различный, виден только под микроскопом.

Обычно анамезиты и базальты, частью и долериты окрашены в черный цвет, между прочим благодаря присутствию значительного количества мелких кристаллов магнетита. Под микроскопом в крупнозернистых разностях (анамезиты) видны таблитчатые кристаллы лабрадора, пересекающиеся по различным направлениям, и зерна более или менее крупных размеров авгита, выполняющие промежутки между кристаллами лабрадора; такая же структура сплюсь и рядом наблюдается и в мелкозернистых и плотных разностях базальтов; оливин, если он присутствует, отличается от авгита главным образом тем, что он бесцветен, в то время как авгит слабо буроватый; часто он в большей или меньшей степени серпентинизирован. В некоторых случаях присутствует также бурое стекло; в таком случае структура основной массы базальтов носит название *интерсертальной*. Если стекло играет преобладающую роль, получаются *гиалобазальты*, т. е. стекловатые базальты.

Диабазы широко распространены среди древних отложений, как докембрийских (Украина, Карелия и др.), так и палеозойских (Урал, Средняя Азия и др.), образуя жилы, потоки, покровы. Базальты пользуются особенно широким распространением среди излившихся пород, занимая огромные пространства в Восточной Сибири, между прочим по рр. Енисею, Ангаре и др., также в виде особенно крупных покровов, частью многократных, в Индии (до 2 км мощности с площадью до 250 000 км<sup>2</sup>), в северной части Атлантического океана (Северная Шотландия, Исландия, Гренландия). Изливаются и в настоящее время в огромных массах на Гавайских островах (Тихий океан) и др.

Крупные массы диабазов, обладающие крупнозернистой структурой, одновременно обнаруживающие параллелепипедальную отдельность, имеются на берегах Онежского озера, где они добываются как прекрасный строительный материал и материал для мостовой — брусчатки. Как диабаз, так и базальт являются источником для базальтового литья, приобретающего в настоящее время с развитием строительства электростанций крупнейшее промышленное значение как материал для изготовления изоляторов и др. (Олонецкий край, Армения и др.).

### Группа диоритов

Группа пород, относимых к диабазам, состоит из плагиоклаза среднего состава, главным образом андезина, и какого-либо железисто-

магнезиального минерала, особенно часто *черной роговой обманки*, реже четырех *авгита*, *гиперстена* и *биотита*; преобладают плагиоклазы.

Структура пород обычно зернистая, средне- до крупнозернистости, окраска наиболее часто серая и беловато-серая, благодаря значительному содержанию по большей части окрашенного в белый цвет плагиоклаза и черной окраски железисто-магниевого минералов. В некоторых случаях содержит кварц, и тогда получается переход через кварцевые диориты, иногда с небольшой примесью калиевого полевого шпата (ортоклаза), через гранодиорит к гранитам. По большей части железисто-магниевого минерала представлен черной роговой обманкой; порода, состоящая из *андезина* и *роговой обманки*, носит название *диорита*. В присутствии *авгита*, *гиперстена* и др. различают *авгито-роговообманковые*, *авгитовые*, *гиперстеновые* и др. диориты.

Зерна роговой обманки обычно вытянуты, в шлифе они окрашены в зеленые цвета различных оттенков; *авгит* слабо зеленоватый, с высокой интерференционной окраской и по большей части с большим углом косоугольного угасания (до  $45^\circ$ ). Плагиоклаз относится к *андезину*, отличается сравнительно небольшими углами симметричного угасания (до  $20^\circ$ ), часто резко выраженной зонарной структурой, особенно хорошо видимой между скрещенными николями, и показателем преломления несколько большим, чем у канадского бальзама и кварца. Иногда присутствует также олигоклаз, редко лабрадор.

Кварц образует неправильные водянопрозрачные зерна.

От гранитов и сиенитов диориты отличаются отсутствием калиевых полевых шпатов — ортоклаза и микроклина — или присутствием их в ничтожном количестве. В химическом отношении отличаются средним содержанием кремнекислоты — около 55—60%; в связи с большим содержанием кремнекислоты, чем в габбро, в них увеличивается содержание окиси кальция и натрия, уменьшается содержание магния и железа.

Диориты довольно широко распространены, в особенности кварцевые диориты, и в ряде случаев образуют довольно крупные массивы в областях развития кристаллических пород.

С ними связан ряд рудных месторождений, в первую очередь магнетитовых, так например в районе Дашкесана в Закавказье, где имеется крупнейшее в Закавказье месторождение магнетитов, образовавшихся в перекристаллизованных известняках в контакте с диоритами.

При выветривании полевые шпаты переходят иногда в каолин, по большей части в смесь серицита и соссюрита, и становятся мало прозрачными даже в тонких шлифах.

Роговая обманка переходит в хлорит. Изменение остальных минералов такое же, как и в габбро. Сравнительно с габбровыми породами диориты являются более устойчивыми в отношении действия на них внешних агентов.

*Излившиеся аналоги.* Среди излившихся аналогов диоритов, следовательно среднего состава изверженных пород, различают две группы: *древневулканические* — порфириты и кварцевые порфириты и *новейшие* — андезиты и дациты; дациты отличаются от андезитов содержанием кварца и являются аналогами, как и кварцевые порфириты, кварцевым диоритам.

Обычно порфириты окрашены в темносерые, зеленоватые цвета часто с ясно видимыми отдельными вкрапленниками плагиоклаза на плотном фоне основной массы; андезиты окрашены в серые, иногда темносерые до черного цвета, также с плотной основной массой и многочисленными выделениями преимущественно плагиоклаза. Последнее отличает их от базальтов, где среди выделений преобладающую роль играют авгиты и другие железисто-магнезиальные силикаты, в то время как в андезитах и порфиритах обычно главную роль играют плагиоклазы, образующие особенно часто порфировые выделения или вкрапленники. Точно так же характерным является отсутствие крупнозернистых структур и присутствие главным образом *порфиновых* или же *плотных* и *стекловатых* структур, другими словами, степень кристаллизации пород диоритовой магмы значительно меньше, чем пород магмы габбровой. Это объясняется более кислым характером диоритовой магмы, тем, что она легче кристаллизуется в присутствии минерализаторов, а также выделением из магмы или лавы не основных плагиоклазов, а средних, богатых альбитом (натровым алюмосиликатом), с трудом кристаллизующихся без минерализаторов.

Вкрапленники обычно очень хорошо окристаллизованы: кристаллы плагиоклаза таблитчатые, обычно с резко выраженной зонарной структурой и многократным двойниковым сложением преимущественно по альбитовому закону; пироксены — в виде короткостолбчатых кристаллов, часто с восьмиугольными поперечными разрезами; авгит обычно окрашен в светлобуроватый или коричневый цвет, нередко с заметной дисперсией биссектрис; роговая обманка образует удлиненные по вертикальной оси кристаллы, с поперечными ромбическими или шестиугольными разрезами, окрашена обычно в бурый иногда в зеленый цвет с ясным плеохроизмом. Биотит, если он встречается, обычно коричневый с резко выраженным плеохроизмом от темнокоричневого до светложелтого.

Кроме того присутствуют кристаллы апатита, магнетита. Порфириты в значительной степени сосюритизированы и серицитизированы, авгит часто переходит в зеленую волокнистую роговую обманку, частью так же, как и роговая обманка и биотит, в зеленый хлорит, образующий либо небольшие листочки, либо агрегаты их.

Характерной особенностью андезитов в отличие от более основных излившихся пород (диабазов, базальтов) является прежде всего то, что порфировая структура в этих последних наблюдается сравнительно редко, в андезитах очень часто; следовательно до излияния на глубину магма частично кристаллизовалась, образовав крупные кристаллы плагиоклаза и магнезиально-железистых минералов; оставшаяся жидкой масса при излиянии застыла в виде мелкозернистой, частью стекловатой основной массы.

*Основная масса* андезитов отличается по составу большим количеством мелких лейст (удлиненных кристалликов) плагиоклаза, расположенных в беспорядке. Промежутки между ними выполнены тонким агрегатом плагиоклаза и темного минерала часто с примесью стекла (андезитовая структура основной массы); иногда основная масса может быть в значительной степени стекловатой, иногда наблюдается также флюидальная структура. Характерным является то, что в основной массе, как и во всей породе, преобладающую роль играют пла-

гиоклазы, железисто-магнезиальные минералы играют второстепенную роль.

В порфиритах нередко наблюдается структура основной массы, частью такая же, как и в андезитах в том случае, когда первичная структура сохранилась; часто однако первичная структура сильно измененная, плагиоклаз сосюритизирован, из него частично выделен альбит, в ряде случаев изменены авгиты, превращенные в роговую обманку или хлорит; эти вторичные минералы образуют спутанно-агрегатную массу, первичный характер которой определить затруднительно, и только по форме сохранившихся сосюритово-альбитовых агрегатов и по сохранившимся кристалликам плагиоклаза можно судить о том, что мы имеем дело с породой типа андезита.

Андезиты и порфириты сопровождаются также туфами, состоящими из неправильных обломков разнообразной величины, обычно не вполне постоянного состава и структуры, сцементированных различными веществами, например опалом, кальцитом и др.

Андезиты пользуются чрезвычайно широким распространением и составляют до 25% всех излившихся пород земной коры. Имеются переходные породы как к базальтам (андезитобазальты), так и к более кислым и содержащим калиевые полевые шпаты трахитам через *андезитотрахиты* и *трахиандезиты*.

Особую группу порфиритов составляют *альбитофиры*, главными составными частями которых является *альбит* в виде таблитчатых кристаллов и *авгит*, обычно преобразованный в роговую обманку и хлорит.

### Группа гранитов

В состав группы гранитов входят породы, содержащие одновременно кварц и калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин или санидин), т. е. такие, магмы которых содержат более или менее значительное количество как кремнекислоты (70—75%), так и окиси калия. Граниты представляют собой обычно светлоокрашенные зернистые массивные породы, главными составными частями которых являются *кварц*, *ортоклаз* или *микроклин*, *олигоклаз*, железомagneзиальный минерал, чаще всего *биотит*, реже *роговая обманка*, еще реже *пироксен*, *авгит* или *гиперстен*. Иногда присутствуют листочки белого с перламутровым блеском мусковита.

Кварц в виде неправильной формы зерен с жирным блеском, серых, дымчато-серых, белых; ортоклаз и микроклин в виде неправильных зерен и толстотаблитчатых кристаллов, окрашенных в белый, часто в мясо-красный цвет различной степени интенсивности; олигоклаз в виде белых или светлозеленоватых более или менее таблитчатых кристаллов. Биотит присутствует в виде черных блестящих листочков, от которых легко откальваются чешуйки по спайности. Роговая обманка и пироксены такие же, как и в предыдущих более основных породах (например диоритах).

Структура двоякого рода — она либо равномерно зерниста, либо порфировидная — отдельные более крупные кристаллы полевого шпата располагаются среди остальной более мелкозернистой массы. В рапакиви, своеобразном биотито-роговообманковом граните, микроклин

образует округлые, овоидальные зерна, в поперечнике до 3 см и более, окруженные зеленой оболочкой из олигоклаза.

Окраска гранитов разнообразная, в зависимости от содержания темных и светлых минералов и от окраски, в особенности калиевого полевого шпата, — от кирпично-красной, различной интенсивности, до белой, чисто серой, реже почти до черной.

Граниты обладают характерной часто параллелепипедальной отдельностью, когда массивы их рассекаются трещинами по трем направлениям, что в значительной степени облегчает разработку гранита в каменоломнях и дает возможность добывать как крупные, иногда в десятки тонн весом параллелепипеды, так и небольшие параллелепипеды для мощения улиц (брусчатка). Гранит образует крупные массивы, иногда в тысячи квадратных километров (батолиты).

В зависимости от содержания того или иного железисто-магнезиального минерала различают разновидности гранитов: граниты биотитовый, двуслюдяной, биотитово-роговообманковый, роговообманковый, пироксеновый и др.

В присутствии небольшого количества калиевого полевого шпата гранит переходит в породу, представляющую собой бедный ортоклазом гранит серого цвета, носящий название *тоналита*, *адамеллита*; такие породы мощно развиты в различных частях СССР, главным образом в области южной части Средней Азии (Алайский хребет), в Минусинском крае и др. В случаях почти полного отсутствия калиевого полевого шпата они называются *гранодиоритами* или *плагιοгранитами*.

Различают также своеобразные щелочные граниты, отличающиеся от описанных выше большим содержанием окиси натрия в связи с малым окислом кальция. Поэтому они вместо олигоклаза содержат *альбит* (белого цвета), вместо нормальных роговых обманок и пироксенов — натровые разновидности их, например эгирин из числа пироксенов, окрашенный в зеленый цвет, или натровые роговые обманки. При изменении переходит в каолин (Украина), серицитизированные породы (Урал). При действии минерализаторов (газов, выделяющихся из магмы) превращается иногда в топазово-слюдяно-кварцевую породу (грейзен). При действии давления переходит в гнейсовидные породы, обладающие сланцеватостью; иногда он полностью раздробляется, образуя *милониты*, т. е. совершенно раздробленные породы, превращенные в тонкий агрегат биотита, кварца, полевых шпатов, иногда напоминающие глинистые сланцы. В контакте с другими породами вызывает изменение, частью очень значительные.

*Контакты с известняками.* Известняки перекристаллизовываются в кристаллические известняки, если они содержали много посторонних примесей, например кварца, глинистых частиц, магнезита и др., получают наряду с кальцитом также кристаллы различных по преимуществу кальциевых силикатов (гранатов, эпидотов, везувианов, пироксенов и др.), образуется так называемый *скарн*. Одновременно в скарн могут проникать по порам, возникающим благодаря удалению углекислоты карбонатов, рудные вещества, и в таком случае образуются вблизи гранитных массивов *магнетитовые рудные месторождения*, на большем расстоянии — *оловянно-каменные руды*, еще дальше — *медные руды*, там, где газы охлаждаются до горячих растворов, отлагаются также *золото*, *цинковые*, *свинцовые* и другие руды

(например месторождения свинцово-цинковых руд Тетюхе на Дальнем Востоке, коренного золота на Алдане и др.).

В контактах с глинистыми сланцами явление сложнее. Можно различать три рода контактов: 1) неглубокие, 2) средней глубины и 3) глубокие.

В неглубоких контактах происходит перекристаллизация глинистых сланцев без изменения их состава. Образуются по мере приближения к гранитному массиву из глин глинистые сланцы — филлиты — узловатые сланцы — андалузитовые сланцы — слюдяные сланцы — гнейсы.

В контактах средней глубины наряду с перекристаллизацией идет обогащение глинистых пород веществами, выделяемыми остывающей и кристаллизующейся магмой, — образуются породы в следующем порядке: глины — глинистые сланцы — фельдшпатизированные сланцы (в связи с проникновением в глинистые сланцы из гранитных магм калия и натрия) — гнейсы.

В глубоких контактах наряду с изменениями, описанными выше, происходит так называемая инъекция, т. е. внедрение жидкой, богатой газами и парами (минерализаторами) магмы в перекристаллизованные глинистые сланцы — гнейсы с образованием между новых пород: 1) инъекцированных или полосатых гнейсов (микстогнейсов), т. е. смешанных гнейсов, если происходит инъекция послойная, или же 2) артеритов, если инъекция происходит по неправильным трещинам. Гнейсы, амфиболиты и другие породы распадаются на глыбы неправильной формы, разделенные жилами аплитов, состоящих из кварца и полевых шпатов. Если эти обломки находятся в граните, их называют *ксенолитами*. Остатки растворенных осадочных и иных пород в граните в виде пятен образуют *небулиты*. Породы, смешанные из гранитов и осадочных пород, называются *мигматитами*.

Гранитам соответствуют разнообразные *излившиеся породы*, состоящие из тех же минералов, которые входят в состав гранитов. Среди них также различают палеовулканические *кварцевые порфиры* и неовулканические *липариты* (риолиты). Липариты представляют собой порфиновые породы, основная масса которых состоит из зерен кварца и полевого шпата, главным образом стекловидного ортоклаза или санидина. Порфиновые выделения состоят из кварца, санидина и олигоклаза. В ряде случаев основная масса тонкозернистая до плотной, иногда стекловатая. В стекловатых липаритах иногда отсутствуют *вкрапленники*; в таком случае образуются вулканические стекла — *обсидианы*, *перлиты* (если имеются трещины, располагающиеся по поверхности шара, образуя как бы жемчужинки в виде шариков — *перлов*).

При пористой структуре получается *туфовая лава*, когда объемный вес породы меньше объемного веса воды — пемзы.

Кварцевые порфиры отличаются присутствием в значительном количестве полевых шпатов, переходящих в каолин или серицит; основная масса часто раскристаллизована; иногда обладают своеобразными структурами: *микрофельзитовой* (состоит из тончайшего агрегата кварца и полевых шпатов) и *микропегматитовой*; полевой шпат и кварц прорастают друг друга в виде тонкого пегматита (*микрогранит*), под микроскопом виден состав основной массы из мелких зе-

рен кварца и полевых шпатов. Когда аналоги гранитных пород состоят из стекла, обычно содержащего более или менее значительное количество воды, иногда свыше 10%, образуется *пехштейн* или *смоляной камень* черного, красно-бурого и иных цветов с жирным блеском в присутствии вкрапленников кварца или полевого шпата, и порода носит название *пехштейнового порфира*.

Излившиеся аналоги щелочных гранитов — *кварцевые кератофиры* — получили свое название от плотной роговиковой структуры основной массы; последняя характеризуется присутствием альбита среди плагиоклазов, калиевого полевого шпата, также иногда щелочных роговых обманок и пироксенов.

*Гранитпорфиром* называют породу, промежуточную между гранитом и кварцевым порфиром, с порфировой структурой и ясно кристаллической основной массой.

*Пегматиты* представляют собой породы, образованные крупными кристаллами кварца, полевых шпатов и слюды, обычно мусковита. Образуются в тех участках гранитов, где скопляются наибольшие количества газов и паров, и носят название продуктов выпотевания гранитной магмы.

*Аплиты и лампорфиры* — продукты расщепления гранитной магмы — образуют обычно жилы в граните или в соседних с ним породах. Аплиты состоят из светлых составных частей гранитной магмы — кварца и полевых шпатов, обычно с мелкозернистой структурой в лампорфирах; кроме кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза присутствует большое количество *биотита* и тогда называется *минетте*, или роговой обманки — *керсантит*.

Граниты имеют крупное значение как породы, которые вызывают перекристаллизацию соприкасающихся с ними пород и одновременно в ряде случаев обогащая их или выполняя трещины в них различными ценными металлами: свинцом, цинком, серебром, серебристым свинцовым блеском, далее оловом (оловянный камень), молибденом (молибденит), вольфрамом (вольфрамит), золотом, ртутью (киноварь), сурьмой (антимонит и др.).

Сам гранит представляет прекрасный материал для строительства; белые и серые, частью мясо-красные и черные разновидности служат превосходным облицовочным материалом.

## Группа сиенитов

Породы, относящиеся к группе сиенитов, отличаются значительным содержанием щелочей и малым содержанием кремнекислоты сравнительно с породами гранитной группы. Благодаря этому они обогащены щелочными полевыми шпатами, одновременно лишены кварца или содержат его в незначительном количестве. Представляют собой переходную ступень к следующей группе пород — нефелиновым сиенитам, или так называемым ненасыщенным породам.

Сиениты имеют тот же состав, как и граниты, отличаясь очень малым содержанием или отсутствием кварца. Одновременно они отличаются тем, что в них присутствует из железисто-магнезиальных силикатов главным образом роговая обманка, реже биотит и пироксены.

Сиениты — яснозернистые массивные, иногда с флюидальной струк-

турой породы, состоящие из щелочных полевых шпатов, олигоклаза или альбита и темных минералов. Окрашены они в розоватые и сероватые цвета, в общем несколько более темные, чем граниты. Имеется ряд разновидностей, отличающихся одна от другой содержанием в них железисто-магнезиальных минералов: сиениты (т. е. роговообманковые сиениты), авгитовые сиениты, гиперстеновые сиениты, биотитовые сиениты и др. Одна из разновидностей носит название *монцонитов* — это авгитовые сиениты с переходами к авгитовым гранитам, с одной стороны, к габбровым породам, содержащим оливин, с другой — отличающиеся тем, что плагиоклаз обладает особо резко выраженным идио-морфизмом по отношению к калиевому полевому шпату. Встречаются в Монцони (Тироль) и в Сибири.

Сиениты пользуются сравнительно малым распространением. Особенно крупные массивы их встречаются в области Урала, где с ними тесно связаны скарновые образования и одновременно концентрация шлиров (неправильной формы выделений и скоплений) магнитных железняков, иногда в крупных количествах (Магнитогорск) и др.

Отдельную группу составляют *щелочные сиениты*, находящиеся в таком же отношении к другим сиенитам, как щелочные граниты к щелочноземельным гранитам: они отличаются особенно большим содержанием натрия и малым кальция; в связи с этим плагиоклаз представлен в них альбитом. Железо-магнезиальные минералы кроме *биотита* представлены также щелочными рогами обманками и щелочными пироксенами (эгирином). В своем распространении они тесно связаны с щелочными гранитами (Мариупольский район) непосредственными и постепенными переходами.

Излившиеся породы представлены также неовулканическими малоизмененными *трахитами* и палеовулканическими *ортофирами*.

*Трахиты* отличаются большей частью серой окраской, представляют плотные, часто порфировые породы, вкрапленники которых образованы главным образом санидином, частью также олигоклазом и одновременно присутствует тот или иной из магнезиальных железистых минералов — биотит, роговая обманка, пироксен.

Основная масса обычно мелкозернистая, полнокристаллическая или со стеклом, иногда почти сплошь стекловатая. Характерно то, что образована она почти исключительно полевым шпатом с преобладающим санидином, образующим мелкие столбчатые и таблитчатые кристаллики, часто густо расположенные флюидально, как бы обтекающая более крупные кристаллы. Эти кристаллики, смотря по степени кристаллизации лавы, обладают то более крупными, то более мелкими размерами.

*Ортофиры* отличаются плотной основной массой часто также с трахитовой структурой; полевые шпаты в них в значительной степени разрушены, представлены не санидином, а ортоклазом.

Трахиты пользуются широким распространением в ряде районов современной вулканической деятельности. В СССР встречаются сравнительно редко. Несравненно чаще среди пород, изверженных в СССР, встречаются ортофиры.

Излившимися аналогами щелочных сиенитов являются щелочные *трахиты* (пантеллериты) и *кератофиры*. Последние отличаются от кварцевых кератофиров только отсутствием кварца.

Сиениты образуют обычно небольшие массивы, редко сколько-нибудь крупных размеров; в последнем случае иногда сопровождаются рудными месторождениями, главным образом магнитными железняками (Магнитогорск).

### Группа нефелиновых сиенитов

Группа нефелиновых сиенитов непосредственно примыкает к щелочным сиенитам, представляя ненасыщенные породы, т. е. содержащие заместителей полевых шпатов. К числу таких относятся: нефелин, канкринит, содалит и др.

Нефелиновые сиениты отличаются значительным разнообразием своего состава и структуры в каждом месте своего развития. Кроме минералов, обычных для ортоклазовых пород, как ортоклаз и микроклин, они содержат также альбит. Зерна этих минералов то крупные неправильной формы, то более мелкие; нередко кристаллы альбита приобретают таблитчатые очертания и располагаются параллельно друг другу (флюидално). Из других минералов нефелин образует либо неправильной формы зерна, серые или беловатые, иногда красноватые с жирным блеском, либо такого же цвета короткопризматические шестигранные кристаллы. Содалит — неправильной формы зерна, часто синего цвета, канкринит — медово-желтого и иного цвета, неправильной формы зерна.

Из железисто-магнезиальных минералов особенно видную роль играют, кроме черной разновидности биотита — лепидомелана, также короткие и длиннопризматические зеленовато-черные кристаллики и кристаллы эгирина, реже встречаются щелочные роговые обманки обычно с большим содержанием фтора; присутствует также белый или фиолетовый, зеленый и других цветов плавиковый шпат.

Относительные количества этих минералов крайне разнообразны, почему и получается большое количество разнообразных типов, часто называемых нерациональными названиями (по месту нахождения их). Так, эгириновые нефелиновые сиениты Хибин, довольно крупнозернистые с пегматитовым прорастанием нефелина и полевого шпата, названы *хибинитами*, эгириновые нефелиновые сиениты окрестности Мариуполя без калиевого полевого шпата (альбит — нефелин — эгирин) — *мариуполитами*. Главные разновидности — биотитовые нефелиновые сиениты или *миаскиты* — развиты особенно широко на Урале, эгириновые нефелиновые сиениты — или фойаиты и роговообманковые нефелиновые сиениты — в Хибинах, на Украине и др.

Нефелиново-сиенитовые массивы особенно крупных размеров имеются в области Хибин (Хибинские и Ловозерские тундры), где они отличаются богатством в отдельных участках апатитами, далее циркониевыми минералами — красными эвдиалитами («лопарская кровь»); эгирин содержит ванадий; в апатитах примешано некоторое количество стронция.

В районе Урала миаскиты частью прорезываются нефелиново-сиенитовыми пегматитами, из которых получаются пермутит и гель (для очистки вод), окись алюминия для получения алюминия и др. Крупнейшие массивы их имеются в восточной части Средней Азии (Зеравшан), также в районе Ботогола к юго-западу от Байкала; с последним связаны ценные месторождения графита.

Излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов — *фонолиты* и *нефелиновые порфиры*. Первые представляют собой плотные серые, пепельно-серые плотные почти роговикового характера породы, с занозистым изломом под микроскопом, состоящие из преобладающей основной массы двух видов: 1) либо из преобладающих кристалликов санидина, тождественных с теми, которые видны в трахите, с неправильными зернами нефелина с примесью эгирина в виде мелких кристалликов и иголочек (*трахитоидные фонолиты*); 2) либо из кристалликов санидина, играющих второстепенную роль и преобладающими прекрасно образованными короткостолбчатыми шестигранными призмами нефелина с примесью того же эгирина (*нефелинитоидные фонолиты*). Витрофиновые разности встречаются редко. Часто образуются купола (Чехословакия), потоки, покровы. Известны фонолитовые пемзы (берега Лаахерского озера в Германии). Нефелиновые порфиры имеют состав, аналогичный фонолитам, но отличаются резко выраженной порфировой структурой с вкрапленниками нефелина и полевых шпатов, обычно в значительной степени разрушенных, при этом нефелин переходит в слюдястый агрегат (либнерит).

Фонолиты, в которых нефелин в значительной части замещен лейцитом, носят название *лейцитофилов*; при полном отсутствии нефелина порода называется *лейцитовым фонолитом*.

В районе Таймыра обнаружена порода, состоящая из анортклаза, санидина, нозеана, биотита, роговой обманки и стекла, названа была *таймыритом*.

### Основные группы щелочных нефелиновых и лейцитовых пород

Имеется большое количество горных пород, которые непосредственно примыкают к нефелиновым сиенитам, но отличаются еще меньшим содержанием кремнекислоты при значительном содержании щелочей, поэтому полевые шпаты могут почти полностью замещаться своими заместителями. Получаются своеобразные щелочные породы, носящие разнообразное названия. Не описывая их детально, можно привести их перечень в виде таблицы, начав с нефелиновых сиенитов.

А. Глубинные породы щелочные с полевыми шпатами и их заместителями. Железисто-магнезиальных минералов мало.

I. Ортоклаз, нефелин, темные минералы.

1) с нефелином *нефелиновый сиенит*;

а) с биотитом *миаскит*;

б) с роговой обманкой или эгирином *фойаит*;

2) с лейцитом *лейцитовый сиенит*;

3) с содалитом *содалитовый сиенит*;

4) с канкринитом *канкринитовый сиенит*;

II. Ортоклаз, мало нефелина, авгит в количестве, равном ортоклазу — *шонкинит*.

III. Плагиоклаз, ортоклаз, нефелин, темный минерал — *щелочное ортоклазовое габбро*; его называют специальным именем — *эссекситом*. Излившиеся аналоги их — *трахиодолериты*.

IV. Плагиоклаз, нефелин, темный минерал — *щелочное габбро*; другое название его *тералит*; излившиеся аналоги — *тефрит*, в присутствии оливина — *базанит*.

V. Альбит, нефелин, эгирин — *мариуполит*.

Б. Породы, лишенные полевых шпатов, полностью замещенных их заместителями.

I. Нефелин и пироксен, главным образом эгирин и эгирин-авгит (преобладает эгирин) — *ийолит*.

II. Нефелин, пироксен, преобладает нефелин — *уртит*. Излившиеся аналоги ийолитов и уртитов — *нефелиновые породы*.

Ийолиты и уртиты широко развиты в районе Хибин, образуя уртитовую ийолитовую дугу, к которой приурочены колоссальные месторождения апатита.

III. Лейцит, пироксен — *миссурит*; излившиеся аналоги — *лейцитовые породы*.

В том случае, когда нефелиновые и лейцитовые породы содержат оливины, они называются *лейцититами* и *нефелинитами*, в присутствии оливина — *лейцитовыми базальтами* и *нефелиновыми базальтами*.

Эти породы в СССР почти совершенно отсутствуют.

Своеобразную группу образуют породы апатитовой дуги в Хибинах, где имеются породы, состоящие почти исключительно из апатита и нефелина с примесью эгирина:

Апатита мало, преобладает нефелин — *неапит*.

Апатита много, нефелина мало — *апанеит*.

Некоторые щелочные породы, особенно аналоги основных пород, характеризуются составом из стекла и пироксена и носят название *авгитов*, *лимбургитов* и других пород; в последнем присутствует оливин, в первом отсутствует.

*Жильные породы*. Глубинные породы сопровождаются часто так называемыми жильными породами, характерными для каждой группы этих пород. *Аплиты* и *минетте* характерны для гранитовых массивов; для диоритовых и габбровых массивов — *малхит*, в котором плагиоклаз преобладает над роговой обманкой, *керсантит*, в них плагиоклаза меньше биотита, *одинит* — преобладает роговая обманка над плагиоклазом.

Точно так же и щелочные породы имеют свои жильные породы как лейкократные, т. е. обогащенные светлыми натрово-калиевыми алюмосиликатами, так и лампрофировые, т. е. черные с преобладанием магнетизально-железистых силикатов. К первым принадлежат *тингвайты* (щелочной полевой шпат, эгирин, нефелин), ко вторым *мончикит* (щелочная роговая обманка, эгирин, стеклю) и *камптонит* (тот же состав, но без стекла). Ниже приводим таблицу анализа изверженных пород.

## Распространение изверженных пород

Изверженные породы пользуются во всех частях света чрезвычайно широким распространением; в большинстве мест, где они выступают, они обнаруживают большое разнообразие типов — глубинных и излившихся. В каждой данной области это разнообразие в сущности больше, чем это наблюдается исследователями, так как исследованию доступны только те части пород, которые выступают на поверхности земли или благодаря тому, что они излились на поверхность, или потому, что процессы размыва, в связи с горообразующими процессами обнажили

Таблица анализа изверженных горных пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	41,1	46,5	48,2	48,8	56,8	59,3	66,9	66,9	72,0	73,2	72,6
TiO <sub>2</sub>	1,2	0,7	1,0	1,4	0,8	0,7	0,3	0,5	0,3	0,2	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,8	5,9	17,9	15,8	16,7	16,6	16,6	15,3	13,1	12,5	13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,0	3,5	3,2	5,4	3,2	3,1	2,5	2,0	1,5	1,9	1,4
FeO	7,1	9,8	6,0	6,3	4,4	3,5	1,4	2,9	1,8	1,3	0,8
MgO	32,2	23,6	7,5	6,0	4,2	3,4	1,2	1,8	0,6	0,2	0,4
CaO	4,4	7,7	11,0	8,9	6,7	6,3	3,3	3,8	1,5	0,5	1,3
Na <sub>2</sub> O	0,5	1,2	2,5	3,2	3,4	3,6	4,1	3,5	3,5	4,6	3,6
K <sub>2</sub> O	1,0	0,6	0,9	1,6	2,1	1,9	2,5	2,8	4,8	4,9	4,0
H <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,3	0,5	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	—	0,1
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	72,1	58,6	60,7	62,0	62,0	54,6	57,5	48,6	45,1	42,8	39,2
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,9	0,4	0,6	0,4	0,9	0,4	1,3	1,7	1,6	2,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,2	16,4	17,7	17,9	17,9	19,9	20,6	18,0	16,6	18,9	18,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,4	3,6	2,7	2,2	2,9	3,4	2,4	4,3	4,8	3,9	5,9
FeO	2,4	3,1	2,6	2,3	1,6	2,2	1,0	5,6	7,0	4,8	7,4
MgO	0,3	3,1	1,1	1,0	0,6	0,9	0,3	4,0	5,1	3,2	11,6
CaO	0,4	4,5	3,1	2,5	1,1	2,5	1,5	8,9	9,3	10,5	12,9
Na <sub>2</sub> O	5,0	3,5	4,4	5,5	6,6	8,3	8,8	4,3	5,3	9,6	3,6
K <sub>2</sub> O	4,5	4,8	5,7	5,0	5,9	5,5	5,3	2,3	2,5	2,3	1,7
P <sub>2</sub> N <sub>5</sub>	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,6	0,6	1,4	0,9

1) Перидотит. 2) Пироксенит. 3) Габбро (среднее из 41 анализа по Дэли). 4) Базальт (среднее из 151 анализа по Дэли). 5) Диорит (среднее из 20 анализов по Дэли). 6) Андезиты и гиперстеново-авгитовые (среднее из 20 анализов по Дэли). 7) Дацит (среднее из 30 анализов по Дэли). 8) Гранодиорит (среднее из 37 анализов по Дэли). 9) Граниты щелочноземельные (среднее из 19 анализов по Дэли). 10) Щелочные граниты (среднее из 13 анализов по Дэли). 11) Риолит (среднее из 64 анализов по Дэли). 12) Щелочной риолит (среднее из 13 анализов по Дэли). 13) Сиенит (среднее из 11 анализов по Дэли). 14) Трахит (среднее из 48 анализов по Дэли). 15) Щелочный сиенит (среднее из 23 анализов по Дэли). 16) Щелочный трахит (среднее из 21 анализа по Дэли). 17) Нефелиновый сиенит (среднее из 11 анализов по Дэли). 18) Фонолит (среднее из 25 анализов по Дэли). 19) Эссексит (среднее из 20 анализов по Дэли). 20) Тералит (среднее из 4 анализов по Дэли). 21) Ййолит (среднее из 6 анализов по Дэли). 22) Нефелиновый базальт (среднее из 21 анализа по Дэли).

те породы, которые образовались на большей или меньшей глубине. Большую роль в деле изучения комплексов разнообразных изверженных пород и их преобразований играют те глубокие искусственные выработки, которые вскрывают рудники, глубокие буровые скважины, проникающие в породы иногда на значительную глубину, измеряемую многими сотнями метров.

**Петрографические провинции.** То обстоятельство, что породы отдельных областей носят при всем своем разнообразии часто общие характерные признаки, дало повод Джедду установить термин *петрографической провинции*. Петрографическими провинциями называются области, в которых изверженные породы, образовавшиеся в течение из-

вестного геологического времени, обладают при всем своем разнообразии ясно обозначенными общими особенностями минералогического или химического состава, отличающими их от аналогичных пород какой-либо иной местности, хотя бы последние и образовались одновременно с ними. Тесная связь, которая существует между изверженными породами одной и той же петрографической провинции, называется (по Иддингсу) *кровным родством*.

Примером типичной петрографической провинции может служить прежде всего область Чехословакии, где излившиеся породы богаты щелочами и содержат заместителей полевых шпатов, а глубинные принадлежат к нефелиновым сиенитам и близким к ним породам. Полную противоположность петрографической провинции Чехословакии представляет область Венгрии, которая характеризуется сильным развитием исключительно щелочноземельных пород, отличающихся сравнительно малым содержанием щелочей, именно дацитов, андезитов и др., из числа излившихся диоритов и других глубинных пород. Петрографическая провинция в Южной Норвегии, в окрестности Осло, где все породы, извергавшиеся в течение большого промежутка времени, начиная от основных и кончая кислыми, характеризуется большим содержанием окиси натрия и в связи с этим присутствием минералов, которые содержат  $\text{Na}_2\text{O}$  в своем составе, главным образом альбита, нефелина, натровых пироксенов и амфиболов. Изверженные породы окрестности Мон-Дора в Оверни (Франция) отличаются большим содержанием  $\text{MgO}$ . Южная Италия (Везувий и его окрестности, Альбанские горы и др.) характеризуется тем, что лавы, извергавшиеся здесь в течение довольно длинного промежутка времени, при разнообразном составе всегда отличаются большим содержанием окиси кальция. Во многих случаях кровное родство между породами данной области проявляется очень отчетливо в присутствии определенных минералов, характерных для данной провинции, как в кислых, так и в основных членах этой провинции. Так, в петрографической провинции юга Италии чисто присутствует лейцит.

На территории СССР также возможно выделить ряд крупных и характерных петрографических провинций с комплексами разнообразных изверженных пород, генетически тесно связанных друг с другом как химическим, так и минералогическим составом. Такова крупнейшая габбро-перидотитовая провинция Урала с характерными особенностями, выражающимися между прочим в содержании хрома и связанной с ним платины.

На Урале характерной петрографической провинцией является район, вытянутый длинной полосой от Каслей и севернее Кыштыма (Вишневые горы) и до Миасса (Ильменские горы) на юге, где видную роль играют щелочные породы, представленные миаскитами и щелочными сиенитами; обычно нефелиновые сиениты располагаются внутри пояса щелочных пород и отделяются от окружающих гранит-гнейсов каймой из щелочных эгириновых, роговообманковых, частью и биотитовых сиенитов. Последние на самом краю переходят в эгириновые гнейсовидные граниты; сопровождающие их пегматиты содержат иногда большие количества то циркона, то корунда.

Для территории Украины петрографические габбро-норитовые провинции с кислыми, средними и основными породами представлены двумя

массивами — одним на Вольни, другим на юге Киевской и севере Одесской областей; здесь развиты крайне разнообразные типы главным образом габбро-норитовых пород, отличающихся некоторым избытком  $K_2O$ , сравнительно с другими габбровыми провинциями, например Урала. В отличие от Урала в них отсутствуют перидотитовые типы, присутствуют плагиоклазиты (лабрадориты).

Петрографическая провинция находится на Кавказе, где на Эльбурсе, Казбеке и других вулканах имеются разнообразные лавы, характеризующиеся постоянным присутствием энстатита и гиперстена; та же провинция продолжается в районе озера Гокча, вулкана Алагеза и в других местах Закавказья.

Характер петрографических провинций с течением времени часто совершенно изменяется; такого рода эволюция петрографических провинций наблюдается во многих местах; так, в Чехословакии в более древние времена извергались породы щелочноземельные, и лишь в последнее геологическое время здесь произошли извержения разнообразных пород совершенно иного типа, относящихся к производным щелочной магмы.

Аналогичные изменения петрографических провинций наблюдаются в Великобритании и др.

## Осадочные породы

Процессы денудации и отложения так тесно связаны с особенностями осадочных горных пород, что нет смысла пытаться изучать эти породы без хорошего знания этих процессов. Поэтому предполагается, что такого рода знания уже имеются и в данном случае необходимо говорить прежде всего о способах исследования этих пород.

Как и в случае изверженных пород, следует иметь образцы этих пород при их изучении.

**Обломочные горные породы (галечные и песчаные).** При попытке осветить историю образования конгломератов часто можно получить полезные результаты путем применения изучения этих пород в шлифе, так как совершенно ясно, что такого рода обломочные породы образовались из частей тех горных пород, которые покрывали поверхность земли во время процесса аккумуляции составных частей, образовавших данную породу. Тот исследователь, который может на основании литологического исследования определить достаточно точно ту горную породу, из которой состоит галька, может получить достоверные сведения относительно того, когда, в какой период времени произошло данное отложение. Так например, обломки гранита Шапа были найдены в основании известняка каменноугольного возраста. Отсюда можно сделать вывод, что данная порода образовалась в докаменноугольное время. К тому же она вошла в состав осадка до того, как начал отлагаться данный известняк.

Наоборот, если нам известен возраст исходной породы, можно получить достоверные сведения и относительно возраста отложения, образовавшегося за счет эрозии этой породы; так как гранит Шапа обладает послесилурийским возрастом, следовательно конгломерат, содержащий обломки из этого гранита, обладает более юным возрастом.

В последние годы много внимания было обращено на песчаные породы, причем при изучении их применялись те же принципы. Определяются входящие в их состав минералы и делаются попытки определить природу тех горных пород, которые образовывали поверхность древней страны, с которой материал был денудирован. Прежде всего изготавливают шлифы обычным методом. Определяют минералогический состав присутствующих зерен минералов и природу цементирующего вещества. Необходимо изучить степень округленности или угловатости зерен этих минералов. В результате такого способа образования этих пород является то, что общая масса составных частей принадлежит к минералам, которые не подвергаются сколько-нибудь значительному разрушению при переносе атмосферными водами. Поэтому наиболее распространенным в них минералом является кварц, наиболее устойчивый из них.

Однако в тех случаях, когда накопление детритуса, образующего данный осадок, не сопровождалось сколько-нибудь значительным воздействием воды, имеют шансы сохранить свои индивидуальные свойства также и менее устойчивые минералы; в более значительном количестве присутствуют прежде всего зерна полевых шпатов. Можно сделать большое количество шлифов и исследовать их без того, чтобы были найдены зерна других минералов, кроме кварца и полевых шпатов; однако следует иметь в виду, что в шлифе количество горной породы в действительности очень невелико; поэтому другие минералы, хотя и достаточно устойчивые, вполне естественно можно найти при условии затраты значительного количества времени на их поиски в качестве минералов, сопровождающих кварц.

Задачей дальнейшего изложения является установление природы и количества этих менее обычных минералов, встречающихся как составные части песчаников. Для того чтобы легче обнаружить их, породу необходимо раздробить и полученный порошок поместить на верхнее из сит серии сит. Эти сита наложены одно на другое таким образом, чтобы сито с наименьшими отверстиями располагалось в самом низу; благодаря этому при пропускании порошка через сито получаются все менее и менее крупные продукты отсеивания. Легкое потряхивание дает возможность полностью разделить порошок на различные фракции по крупности частичек. Пробу каждой фракции помещают в гвоздичное масло или в канадский бальзам [кедровый бальзам] и исследуют под микроскопом. В таком случае станет совершенно ясно, какую из фракций следует выделить, как имеющую особенно большое значение при производстве дальнейшего исследования.

На узкий конец обыкновенной стеклянной воронки надвигают конец короткой резиновой трубки, которая запирается при помощи простого зажима. Эта воронка, установленная на соответствующем треножнике, почти полностью заполняется бромформом (уд. вес около 2,89); это дает возможность разделить минералы данной фракции на две дальнейшие фракции, одну более легкую, чем жидкость, другую более тяжелую. Взятая проба высыпается в бромформ, перемешивается и оставляется в покое на несколько минут. Затем открывают зажим и опоражнивают бромформ из нижней половины воронки в чашку. Тяжелая жидкость, собирающаяся в этой чашке, декантируется в бутылку через фильтр, помещенный в воронку. Остающиеся после этого зерна тяжелых мине-

ралов промываются бензином; они быстро высыхают и могут быть помещены в гвоздичное масло или в канадский бальзам для производства дальнейших исследований.

Более легкие минералы, вне сомнения, почти все можно найти при изучении шлифа; тяжелые минералы значительно реже встречаются и поэтому необходимо собирать и изучать их с особенной тщательностью. Если это необходимо, применяются другие методы разделения минералов, в том числе магнитные [или электромагнитные] и другие, при помощи которых можно отделить ряд тяжелых минералов от легких.

Студент, хорошо изучивший внешние свойства этих минералов, встретится на первых стадиях их исследования с большими затруднениями при определении их в шлифе благодаря ряду причин. Как результат дробления до пропуска через сита ряд кристаллов будет разломан; следовательно перестанет существовать характерный признак в виде внешней формы кристалла в том случае, когда он идиоморфен; точно так же при дроблении минералы, обладающие спайностью, раскалываются по ней и ложатся на поверхности предметного стекла плоскостью своей спайности; поэтому на этих плоскостях не будут видны те прямые трещины, которые так характерны для этих минералов в шлифах и обычно оказывают большую помощь при их определении. Главным затруднением является толщина. Зерна почти наверное имеют диаметр больших размеров, чем обычная толщина шлифа. С другой стороны, как бы ни была хорошо проведена сортировка, различные зерна обладают различными размерами. Поэтому здесь не получается определенный стандарт интерференционной окраски для каждого отдельного минерала, и необходима некоторая практика для того, чтобы можно было преодолеть эти затруднения.

Наиболее часто среди тяжелого осадка встречаются следующие главнейшие минералы.

**Анагаз.** Тетрагональный минерал. Цвет синий или желтый. Часто таблитчатый благодаря хорошему развитию основного пинакоида, но иногда преобладает пирамидальная форма. Показатель преломления большой, около 2,49. Между скрещенными николями таблитчатые формы изотропны. В сходящемся свете видна положительная одноосная фигура.

**Апатит.** Бесцветный. Иногда в виде неправильных зерен, но особенно часто в виде удлинённых кристаллов с хорошо выраженными плоскостями призмы. Показатель преломления около 1,60, поэтому наблюдается хорошо выраженный рельеф. Обычно чистый и прозрачный. Двупреломление 0,004, поэтому всегда поляризует в серых цветах первого порядка. Угасание прямое. При применении кварцевого клина [или гипсовой пластинки] обнаруживает понижение окраски [т. е. и оптически отрицательный характер удлинения].

**Гранат.** Обычно розовый или светлокоричневый. Зерна обычно неправильной формы. Показатель преломления около 1,80, поэтому хорошо выраженный рельеф. Плеохроизм отсутствует. Изотропный.

**Кианит [дистен].** Обычно бесцветный, но иногда может быть синим. Обладает тремя системами трещин спайности почти под прямыми углами одна к другой. Обломки обычно удлинены и, вероятно, располагаются на лучшей из трех спайностей. Чистый и прозрачный. По-

казатель преломления около 1,72; ясно выраженный рельеф. Интерференционная окраска обычно первого порядка. Угасание около  $30^\circ$ . Иногда острая биссектриса почти перпендикулярна к лучшей спайности, поэтому на таких разрезах видна полная двусная фигура с отрицательной биссектрисой.

*Монацит.* Моноклинный минерал. Цвет обычно зеленовато-желтый с буроватыми пятнами. Обычно в виде округлых зерен, ограниченных сверху и снизу плоскостями спайности. Показатель преломления большой, около 1,80. Неплеохроичный. Интерференционная окраска высокая. В сходящемся свете видна положительная двусная фигура с небольшим углом оптических осей.

*Мусковит.* Бесцветный. Обломки располагаются на плоскости весьма совершенной спайности. Показатель преломления около 1,59; очень ясный рельеф. Чистый и прозрачный. При скрещенных николях возникает затруднение благодаря тому, что интерференционный цвет (первого порядка) значительно ниже, чем это обычно наблюдается в нем в шлифе. Острая биссектриса почти перпендикулярна в плоскости спайности, поэтому на обломках его видна полная интерференционная двусная фигура. Двупреломление отрицательное.

*Роговая обманка.* Зеленая или коричневая. Обломки обычно лежат на плоскости призматической спайности. Показатель преломления около 1,65, поэтому очень хорошо заметный рельеф. Плеохроичная; направление колебаний, дающее максимум абсорбции, наклонено под небольшим углом к длине обломка. Угасание около  $16^\circ$ . В сходящемся свете одна из оптических осей видна на краю поля зрения.

*Рутил.* Тетрагональный минерал. Цвет очень темный, коричневый, почти непрозрачный. При приподнятом конденсоре минерал кажется густокоричневатым среднего оттенка. Встречается в виде круглых зерен или удлинённых кристаллов. Показатель преломления очень большой, около 2,62, поэтому рельеф чрезвычайно сильный. Плеохроизм слабый; максимум абсорбции совпадает с удлинением по СЗ, т. е. с продольными колебаниями. Угасание прямое.

*Ставролит.* Ромбический минерал. Цвет коричневый. Спайность отсутствует, поэтому форма зерен неправильная. Показатель преломления около 1,74, поэтому рельеф хорошо выражен. Обычно чистый и прозрачный, непрозрачный в присутствии большого количества мелких включений. Плеохроизм слабый. Двусная фигура с положительным знаком видна лишь изредка.

*Топаз.* Бесцветный. Встречается в виде неправильных зерен, может также иногда лежать на плоскости спайности, идущей параллельно основному пинакоиду. Показатель преломления около 1,62; рельеф хорошо заметен. Чистый и прозрачный. Пластинки по спайности обнаруживают низкую интерференционную окраску; в сходящемся свете положительная двусная фигура занимает центр поля зрения.

*Турмалин.* Цвет изменчивый, обычно коричневый. Встречается в виде удлинённых кристаллов, располагающихся на призматической грани, в других случаях неправильными зёрнами. Иногда зёрна его располагаются по плоскости спайности по основному пинакоиду. Иногда, например когда окраска интенсивная и ось кристалла располагается параллельно предметному стеклу, плеохроизм резко выражен; максимумом абсорбции обладают поперечные колебания. В обломке, распо-

лагающем на плоскости спайности по основному пинакоиду, плеохроизм отсутствует. Между скрещенными николями призмы угасают прямо. Разрезы по основному пинакоиду изотропны и в сходящемся свете дают одноосную отрицательную фигуру.

**Циркон.** Тетрагональный минерал. Бесцветный. Обычно в виде слабо удлинённых кристаллов с хорошо образованными конечными гранями; может встречаться в виде округлых зерен. Показатель преломления большой, около 1,93; рельеф резко проявляется. Обычно чистый и прозрачный. При скрещенных николях высокая интерференционная окраска и прямое угасание.

**Эпидот.** Бледный, желтовато-зеленый. Обладает довольно совершенной спайностью, поэтому обломки часто на ней и располагаются. Показатель преломления около 1,73; поэтому рельеф довольно резко выражен. Плеохроизм слабый. Одна из двух осей располагается приблизительно под прямым углом к спайности, поэтому в сходящемся свете середина черной почти прямой гиперболы располагается близко к центру поля зрения.

**Примечание.** Во всех случаях указывается на интерференционную окраску, которая наблюдается в зернах; при этом следует применять третий метод (см. стр. 11): необходимо вынимать как линзу Бергана, так и окуляр.

**Магнетит и ильменит.** Оба непрозрачные, черные, с металлическим блеском; часто встречаются. Когда они находятся в свежем состоянии, их трудно отличить один от другого. Когда они несколько разрушены, магнетит переходит в красные окислы железа, ильменит приобретает по большей части белую окраску вследствие перехода его в лейкоксен.

При описании минералов, изложенном выше, имелось в виду, что они погружены в канадский бальзам или же в гвоздичное масло, каждый из которых обладает показателем преломления, близким к 1,54. Некоторое представление о показателе преломления минерала дает, как и в случае шлифа, наблюдение над его рельефом. Метод Бекке дает возможность получать дополнительные сведения в этом отношении; однако форма зерен не всегда удобна для производства такого рода исследований. Теперь хорошо известно, что наилучшие результаты дает теневой (иммерсионный) метод.

При применении этого метода фиксируют глаз на определенной обломке и продвигают какой-либо темный предмет тотчас под столиком микроскопа. Другими словами, поле зрения частично затемняется, но при этом все внимание наблюдателя должно быть обращено на край исследуемого зерна. Черная тень появляется на *одной* стороне последнего, именно на стороне, расположенной либо ближе, либо дальше от вдвигаемого предмета. Если затемнение появляется на стороне, более *близкой* к выдвигаемому предмету, показатель преломления минерала *больше*, чем окружающей жидкости; если тень появляется на более *отдаленной* стороне, показатель преломления его *меньше*.

Оба случая изображены на рисунке ниже в предположении, что вдвигаемый непрозрачный предмет, например палец, находится справа.



Минерал > жидкость



Минерал < жидкость

Комбинация методов наблюдения и иммерсионного дают исследователю некоторое представление о показателе преломления исследуемого минерала, после чего минерал должен быть погружен в жидкость, которая имеет показатель преломления лишь немного меньше, чем изучаемое зерно. При этом применяются следующие жидкости:

Вода . . . . .	1,34	Бромистый толуол . . . . .	1,55
Алкоголь . . . . .	1,36	Диметиланилин . . . . .	1,56
Хлороформ . . . . .	1,45	Ортогалуидин . . . . .	1,57
Оливковое масло . . . . .	1,47	Анилин или коричневое масло . . . . .	1,59
Касторовое масло . . . . .	1,48	Кассиево масло . . . . .	1,60
Ксилол . . . . .	1,49	Иодбензол . . . . .	1,62
Кедровое масло . . . . .	1,51	Монобромнафталин . . . . .	1,66
Монохлорбензол . . . . .	1,53	Иодистый метилен . . . . .	1,74
Гвоздичное масло . . . . .	1,54		

При применении иммерсионного метода путем многократных проб и ошибок находят показатель преломления минерала, постепенно приближаясь к тому, чтобы сменяющие друг друга иммерсионные жидкости постепенно все более и более приближались к показателю преломления исследуемого зорна. Исследования производят с помощью объектива с малым увеличением в комнате, температура которой около 15° С.

В некоторых случаях можно видеть, что вместо того, чтобы получить резко выраженное затемнение, при вдвигании пальца появляется ряд тонких колец. Это получается тогда, когда показатель преломления в данном случае одинаков и в жидкости и в минерале. В трудных случаях желательно повторить те же определения в желтом свете натрия вместо дневного света.

[Такого рода исследования с помощью иммерсионных жидкостей имеют большое значение, так как сплошь и рядом приходится исследовать рыхлые осадочные горные породы, изготовление шлифов из которых обычно затруднительно; с другой стороны, они часто настолько тонкозернисты, что определение входящих в их состав минералов на основании совокупности оптических свойств не представляет возможности; иммерсионный метод и при очень малых размерах минералов дает очень точные результаты, кроме того при изучении тех осадочных пород, главным образом рыхлых, частью и цементированных, в которых присутствуют рудные минералы, в особенности в виде различных окисных соединений.

Среди песчанистых и галечных пород различают следующие главные типы: *галечники*, образованные обычно разнообразной величины округлыми гальками различных пород. Гальки обладают размерами от 2 мм и выше, *округлые обломки пород*, которые имеют размер от 2 до 10 мм, носят название *гравия*, от 10 до 50 мм — галек, от 50 до 200 мм — *булыжника*, и выше этого размера — *валунов*.

Галечники, сцементированные тем или иным видом цемента часто из мелкозернистого песчано-глинистого материала с присоединением известкового шпата и других минералов вторичного происхождения, носят название *конгломератов*. В том случае, когда крупные обломки, составляющие такую породу, угловаты, порода называется *брекчией*.

*Песком* называется рыхлая порода, образованная более или менее округлыми зёрнами тех или иных минералов, главным образом кварца с примесью других. Особенно часто главный минерал их — округлые,

в большей или меньшей степени, зерна кварца; такие пески называются кварцевыми; чисто кварцевые пески обладают чисто белой окраской; широко распространены в некоторых отложениях, например юрских и нижнетретичных СССР; в присутствии черно-зеленых мелких зерен глауконита они приобретают зеленую окраску (*глауконитовые пески*); в некоторых случаях присутствует много зерен полевых шпатов (*аркозовые пески*); главную массу их составляют в исключительных случаях нефелин (*нефелиновые пески* на берегу о. Имандра), ильменит — *ильменитовые пески*, магнетит — *магнетитовые пески* и т. д. В них иногда присутствуют минералы с редкими землями (например в *монацитовых* и *иных песках*).

Пески, цементированные тем или иным веществом, называются *песчаниками*; в зависимости от характера цементирующего вещества различают песчаники *кремнистые* (*кварцевые, халцедоновые, опаловые*), *глинистые, известковистые, фосфоритовые* и т. д.

*Кварцитами* называют в одних случаях песчаники с кварцевым цементом, в других — кварцевые породы различного рода, преобразованные процессами метаморфизма.

По крупности зерна среди песков и песчаников различают следующие типы:

Крупнозернистые	размер зерен	от 2	до 1	мм
Грубозернистые	"	"	1	0,5 "
Среднезернистые	"	"	0,5	0,25 "
Мелкозернистые	"	"	0,25	0,1 "
Мелкозем	"	"	0,1	0,01 "

Мелкозем представляет переходную ступень к глинистым породам; в рыхлом состоянии носит название *алевроитов*.

Среди песков большое значение имеют белые пески, как материал стекольной промышленности; особенно чисто белые — для изготовления оптических стекол; из песчаников особенно большое значение имеют кремнистые мелкозернистые песчаники с большим содержанием кремнистого (халцедоново-опалового) цемента, идущие на изготовление динаса; таковы динасовые песчаники западной части Донбасса; они содержат 97% и более кремнекислоты.

Более крупнозернистые пески, как и галечники, легко пропускают воду (водопроницаемые). Что касается мелкозернистых песков, переходящих в алевриты, в силу капиллярных свойств они могут пропитываться большим количеством воды и не отдавать ее; при откачке воды из них они также выносятся из слоя вместе с водой; поэтому их называют иногда также *пльвунами*].

**Глинистые осадки.** Сланцеватые глины и глинистые сланцы настолько тонкозернисты, что даже под микроскопом не представляется возможным определить их минералогический состав. В некоторых случаях можно однако заметить, что их составные части сходны с теми, которые входят в состав песчаных пород, но отличаются значительно более малыми размерами. Кристаллы пирита, в некоторых случаях довольно крупные, нельзя рассматривать, как образованные из обломков; они приобрели свой современный внешний вид в результате процессов, которые происходили в породе после ее отложения.

[Среди глинистых пород различают две главные группы — *вторичные каолины* и *глины*.

Вторичными (отложными) *каолинами* называются обычно чисто белые мягкие рыхлые осадочные породы, образованные главным образом из мелких чешуй и частичек, иногда до 2—3  $\mu$  величины каолинита. Образуются они путем размыwania каолинизированных и превращенных в *первичный каолин* полевошпатовых кристаллических пород, таких, как граниты, гнейсы и другие.

Главными примесями к ним являются округлые зерна кварцевого песка; образуют мелкие и крупные линзы среди белых кварцевых песков, частью также довольно быстро выклинивающиеся слои. Широко распространены главным образом по краям Украинского кристаллического массива и в особенности на юге Украины, в частности около Полог.

*Глины* отличаются постоянной значительной примесью к каолиновым мелким и мельчайшим частицам также и других веществ, в том числе мельчайших зернышек полевых шпатов, слюды и других, в некоторых случаях также цеолитов. От каолинов отличаются меньшим содержанием глинозема, большим — щелочей (в часов-ярских глинах до 8,5%), за исключением *каолиновых глин*, особенно богатых каолинитом (например каолиновые глины Полог на юге Украины с 37% глинозема). Далее они отличаются значительной пластичностью при довольно значительной огнеупорности в случае особенно малого содержания таких примесей, понижающих температуру плавления, как окислы железа, окрашивающие глины в желтые цвета, двуокиси титана, щелочей. В особенно огнеупорных глинах температура плавления достигает 1780°, обычно она меньше.

Среди глин различают по степени огнеупорности *огнеупорные и тугоплавкие*, по степени пластичности, которая в значительной степени зависит от примеси кварца и других зернистых материалов — *пластичные или жирные* и *слабо пластичные или тощие*. В случае значительной примеси песка они переходят в *суглинки*; если в последних присутствуют валуны — например в суглинках ледникового происхождения, — получаются *валунные суглинки*. *Мергелями* называются глины, содержащие более или менее значительные количества углекислого кальция в сильно распыленном виде; своеобразный, известковистый и очень тонкий суглинок желтоватого цвета, широко распространенный на юге Европейской части СССР, называется *лёссом*.

Главные месторождения огнеупорных глин — Часов-Ярское на западе в Донбассе около Артемовска, питающее высокоогнеупорными глинами металлургическую промышленность не только УССР, но и других частей СССР вплоть до Урала, далее крупное Пологское месторождение на юге СССР, Латнинское — около Воронежа, Боровичское — на северо-западе Европейской части СССР.

Каолины играют крупную роль в керамике при изготовлении фарфора, фаянса, различного рода огнеупорных припасов, глины — как ценнейший пластичный материал, в частности как важнейший огнеупорный материал, являющийся основным неметаллическим сырьем металлургической промышленности].

**Карбонатные породы.** Эти породы, как правило, органогенные по происхождению, и лишь некоторые из них, как например сталактиты и травертин, образуются путем отложения из растворов. Оолитовые известняки, повидимому, также не органогенного происхождения.

Углекислый кальций оолитов отлагался в виде ряда слоев вокруг ядра. Основная масса известковых пород состоит из кальцита. Этот минерал легко распознать, с одной стороны, по характерному мерцанию, которое можно наблюдать, если рассматривать шлиф под микроскопом при одном нижнем никеле, вращая столик микроскопа, с другой стороны, — по отсутствию кристаллографической формы. Организмы, из которых эти породы образовались, обычно ясно видны и могут быть определены теми, кто имеет достаточные знания в области палеонтологии. Известняки часто состоят из раковин фораминифер; большую роль в образовании известковых пород играют также кораллы, криноидеи и различные моллюски.

Некоторые карбонатные породы состоят исключительно или главным образом из доломита, который хотя и напоминает кальцит во многих отношениях, но отличается от него тем, что состоит из ромбоэдрических кристаллов, часть которых достаточно хорошо образованы, чтобы их можно было определить. Такие породы первоначально были обыкновенными известняками, затем они подверглись воздействию водных растворов, содержащих магниевые соли, и испытали воздействие процессов метасоматизма. Можно наблюдать все стадии изменений; в некоторых оолитовых известняках наблюдаются прекрасно образованные ромбоэдры доломита. Процесс идет в направлении разрушения первичной органогенной структуры известняков; однако, в некоторых случаях оолитовое строение может сохраниться, хотя вся порода преобразована в доломит. Другие доломитовые известняки, не чистые доломиты, вероятно образовались как смешанные карбонаты из вод пустынных областей. В некоторых случаях имели место процессы повторного выделения двух карбонатов, как результат процессов, связанных с подземными водами; эти процессы дали начало конкреционным структурам. Надо сказать, что микроскоп не внес особенно много в дело познания пород такого рода.

[Среди карбонатных пород различают ряд разновидностей, в зависимости от их состава и структуры. Различают известняки чистые, состоящие почти исключительно из углекислой извести, в других случаях *глинистые, доломитовые, кремнистые*, в некоторых случаях также *глауконитовые, битуминозные* и так далее.

В зависимости от присутствия ясно видимых остатков организмов — *ракушечные*, широко, например, развитые по всему югу Европейской части СССР, от Молдавии до Баку, и играющие крупную роль, как ценный строительный материал, *фузулиновые, коралловые, криноидные* и другие известняки.

Особенно часто встречаются *плотные известняки* различных окрасок, в которых следы образовавших их организмов отсутствуют, возможно вследствие перетирания всех раковин, давших им начало, мертвыми на дне моря тотчас после их отложения. В ряде случаев они очень тонкокристаллические с переходом в плотные и при различных окрасках могут принимать красивую полировку (черный мрамор).

Особенно плотные, почти без примесей других веществ, кроме глинистых, известковые отложения илистого характера, состоящие из мельчайших остатков мелких организмов и главным образом из кокколитов ничтожных размеров, называются *мелом*. Мел часто образует мощные слои, достигающие в ряде мест Европейской части СССР мощ-

ности в сотни метров; мел чрезвычайно ценный материал для изготовления извести, как наполнитель, для содового производства и для других целей.]

**Кремнистые породы.** В некоторых случаях материал, собранный в результате аккумуляции в виде осадка из органических остатков с кремнистым скелетом может быть достаточно хорошо сохранен для того, чтобы его можно было определить. Наиболее часто они образуются радиоляриями и губками; породы такого рода известны под названием *роговиков*. Хорошим примером губковых роговиков могут служить слои, входящие в состав нижнего зеленого песчаника Суррея в Англии [меловых отложений западной части УССР] и др. В других случаях порода представляет собой окремненный известняк или *кремень*, получившийся в результате процессов метасоматизма путем замещения. Иногда оолитовые известняки были окремнены при полном разрушении первичной структуры.

[Среди кремнистых осадков различают осадки, образованные частью кремнистыми остатками животных и растительных организмов, частью неорганического происхождения.

**Спонгиолиты** или *оозы* (оппока) в том случае, когда они в большей или меньшей степени цементированы опалово-халцедоновой кремнекислотой, состоят главным образом из спикулей кремнистых губок.

**Трепелом** (диатомитом) называется белая или иных цветов, обычно светлоокрашенная мягкая тонкая порода, в некоторых случаях уплотненная, состоящая главным образом из панцирей диатомовых водорослей. Часть аналогичных пород отличается полным отсутствием следов присутствия органических остатков; состоят почти исключительно из мельчайших частичек кристаллического кварца.

Близок к нему *маршаллит* — чрезвычайно тонкая мучнистая чисто белая порода, напоминающая тончайшую пудру, состоит из мельчайших, до 3 и менее микронов в поперечнике, зернышек кристаллической кремнекислоты, повидимому кварца. Образует мощные снежно-белые массы на юге Урала около Магнитогорска.

**Радиоляриевый ил** образован главным образом мелкими кремнистыми скелетами радиолярий, отлагается на дне глубоких морей. Возможно, что плотные кремнистые породы, носящие название *яшм*, образовались путем метаморфизации и уплотнения этих илов; состоят из плотного агрегата мельчайших зернышек кремнекислоты (кварца), окраска их зеленая, красноватая, серая и др.

**Химические осадочные породы.** В ряде случаев горные породы осадочного происхождения образуются путем непосредственного выпадения тех или иных порообразующих соединений из водных растворов. Такого рода породы носят название химических осадочных пород.

К таким породам относятся некоторые известняки (например травертино и известковые туфы), также и кремнистые породы (кремнистые туфы), получившиеся путем непосредственного осаждения углекислого кальция из воды. Особенно часто встречаются те породы, которые состоят из легко растворимых или сравнительно легко растворимых минералов.

К числу их относятся *гипс* и *ангидрит*, образующие иногда крупные массы белого, серого, желтоватого и иных цветов пласты и скопления,

то мелко, то более крупнозернистые, образующие пласты, иногда и значительной мощности в Донбассе, в районе Северной Двины и др.

Особенно большое значение имеют относящиеся сюда же отложения *каменной соли*, пласты которой нередко образуют крупнокристаллические до мелкозернистых массы белого, реже сероватого и других цветов.

Особенно крупные месторождения каменной соли и мощные пласты ее имеются в районе западной части Донбасса (окрестности Славянска и Артемовска), районе Илецкой защиты и др.

С каменной солью в верхних частях ее залежей тесно связаны месторождения более легко растворимых пород, в настоящее время найденных в большом числе мест и в огромных количествах, — *калийно-магнезиальные соли*. К ним относятся породы из *сильвина*, *кизерита*, *карналлита* и других минералов. Особенно крупные месторождения таких солей обнаружены в последние годы около Соликамска, где они залегают в виде пластов значительной мощности и с колоссальными запасами. Известны они также в Средней Азии (Таджикистан). Эти соли имеют огромное практическое значение, как ценный продукт химической промышленности, прежде всего используемый для удобрения.

**Углистые породы.** Твердые углистые породы представлены *каменным углем*, переходящим в более богатые углеродом, чем каменные угли, *антрациты*; обычно черного цвета; некоторые из них, именно коксовые угли, содержат большое количество ценнейших летучих веществ. Возраст их обычно каменноугольный, частью также и мезозойский.

*Бурый уголь* содержит значительно меньше углерода, окрашен обычно в бурые цвета, часто очень богат летучими веществами. Возраст бурых углей мезозойский или третичный.

*Торф* — скопления более или менее уплотненных растительных остатков на первой стадии преобразования их в обогащенные углеродом массы. Образуется в настоящее время].

Различие между осадочными и изверженными породами в редких случаях так незначительно, что иногда очень трудно отличить их одни от других даже под микроскопом.

*Туфы* объединяют в себе обе группы горных пород; они вулканического происхождения, но образовались в результате процессов седиментации; они могут содержать окаменелости, могут обладать слоистостью. Следует иметь в виду, что материал вулканического происхождения может образовывать всю осадочную породу, или может в других случаях составлять только небольшую часть ее. Кроме того материал вулканического происхождения может быть получен во вторичном залегании, если была денудирована древняя поверхность, давшая начало осадочным породам и состоящая из изверженных пород. В этих породах наблюдается типичная слоистость. Флюидальная структура некоторых лав, особенно риолитов, также очень сходна в некоторых случаях с типичной слоистостью.

## Метаморфические породы

Происхождение некоторых из этих пород первично изверженное, других — осадочное; в каждом из этих случаев они приобрели совер-

шенно новый характер в результате воздействия на них высокой температуры и давления или обоих вместе. В некоторых случаях породы, которые мы называем метаморфическими, могут состоять из материала частью изверженного, частью осадочного происхождения.

Когда магма интрузируется в серию осадочных пород, она их перегревает; составные части их под влиянием этого тепла могут перегруппировываться. Кремнистый песчаник преобразуется в кварцит, сланцеватая глина или глинистый сланец преобразуются в кристаллическую породу; развиваются такие окристаллованные минералы, как андалузит или хиастолит; известняк превращается в мрамор, доломитовый известняк с кремнистыми примесями, — в кристаллический известняк, содержащий такие силикаты, как тремолит или диопсид. Рост новых кристаллов в такой метаморфической породе указывает на местные изменения состава; это же указывает на то, что определенные химические составные части мигрировали из одной части породы в другую, хотя общий состав горной породы и остался без перемен.

Предполагают, что такого рода изменения могут происходить под влиянием одного только тепла; могли играть здесь роль также и воды, первоначально присутствовавшие в коренных породах.

Но уже выше, при описании интрузивных изверженных пород мы видели, что вдоль контакта с ними в коренных породах происходит обмен составными частями; чрезвычайно трудно быть уверенным, что такого рода обмен не происходил в ряде случаев, и что ничто не добавлялось и ничто не убавлялось.

Возможно, что в лучшем случае простой термический метаморфизм дал начало доломитам из кембрийского известняка Англии, описанным Тиллем, но и тут мы можем сказать только то, что эти изменения могли произойти и без привноса какого-либо постороннего материала. В ряде других случаев можно совершенно определенно говорить о том, что известняки в значительной степени обогатились посторонним материалом, проникшим в них вдоль контакта с интрузивным телом из последнего в виде кремнекислоты и других составных частей.

Там, где интрузия находится в дискордантном отношении к простиранию вмещающих пород, в некоторых случаях можно наметить определенную полосу в метаморфизованной оболочке, и собрать в ней шаг за шагом образцы, произвести различного рода наблюдения над изменением характера пород по мере удаления от интрузивного контакта. В некоторых случаях при достаточно большом количестве обнажений исследователь может быть уверенным в том, что он собирает образцы из одного и того же горизонта; нет, однако, гарантий в том, что сам слой с самого начала обладал постоянными литологическими особенностями.

Обычно мы должны быть подготовлены к тому, что в каждом отдельном случае те или иные минералы, найденные в метаморфизованной оболочке, получились за счет материала, поступившего из изверженных горных пород.

Теми же соображениями пользуются тогда, когда дело идет о чрезвычайно сложном комплексе контакта. В случае тонкослоистых осадков внедрение магмы может принять форму многочисленных небольших силлей, притом настолько тонких, что в одном штуде их можно насчитать несколько. Если имела место перекристаллизация осадочных

слоев и двойная миграция в области контакта, освещение истории метаморфизма становится особенно сложной, но в то же время чрезвычайно интересной проблемой.

Замечательные изменения горных пород могут происходить в результате действия давления, как показал Тилль в своих исследованиях дайки Скури. Он установил, что данная долеритовая дайка оказалась в области интенсивной дислокации; благодаря этому авгит застался роговой обманкой и составные части расположились взаимно параллельно, придав горной породе сланцевый характер.

С другой стороны, хорошо известно, что некоторые древние породы, входящие в состав земной коры, многократно перекрывались все более и более мощными отложениями, причем происходило опускание их на все большие глубины; затем они подверглись действию крупных дислокаций и наконец снова появились на поверхности земли в результате процессов денудации. В период опускания одновременно происходили процессы седиментации, благодаря чему древние породы передвигались через области со все более и более высокой температурой. Точно так же все более и более повышалось давление, которому они подвергались.

Такие обстоятельства несомненно способствуют развитию кристаллического характера пород, и естественно ожидать некоторых литологических изменений частью в виде взаимно параллельного расположения кристаллов минералов; при этом в каждом из этих слоев должны присутствовать минералы, состав которых тесно связан с породой первично-осадочной породы.

Процессы, происходящие во время метаморфизма, вызываются воздействием тепла, получаемого из находящихся в контакте изверженных пород, или благодаря тому, что они опускаются на все большие глубины в земной коре; на них воздействует давление, как следствие покрытия их все более новыми слоями, или благодаря тому или иному виду давления, сжатия, которые вызывают дифференциальные передвижения составных частей. Одновременно могут происходить и очень сложные процессы послонной интрузии, которая ведет к образованию сложных горных пород [известных под названием *мигматиттов*].

Во всех этих случаях наблюдается стремление к перегруппировке в отдельных слоях минералов, которые входят в их состав. Первичные различия в составе отдельных слоев сохраняются независимо от того, был ли метаморфизм следствием контакта, или он захватывал более широкие пространства (региональный метаморфизм) и был обусловлен опусканием областей крупных размеров. Эти различия могли быть еще в значительно большей степени усилены в результате миграции поперек слоистости вещества, способного питать более крупные кристаллы. Там, где имеет место контактный метаморфизм, можно ожидать поступления некоторого количества материала в слоистые породы, проникшего по тонкой слоистости; вдоль нее отлагались новообразования, усиливавшие тем самым различия между отдельными горизонтами. Сжатие также вызвало до известной степени сходный эффект, так как плоскости дифференциального движения делаются плоскостями сланцеватости. Мелкие гальки конгломератов и фенокристаллы изверженных пород в одном направлении уменьшают свои размеры, в то время как в другом, именно в направлении сланцеватости, их размеры уве-

личиваются. Этому процессу помогает вода, так как она способствует растворению минералов в направлении максимального давления и отложению вещества в местах, защищенных присутствием сопротивляющегося вещества. Таким именно образом развивается очковая структура. Очевидно сланцеватость образуется также в тех случаях, когда мелкие интрузии будут проникать в породу по взаимно параллельным плоскостям наименьшего сопротивления.

Благодаря всему этому метаморфические породы характеризуются сланцеватым сложением; существуют, однако, и такие примеры метаморфизованных пород, в которых структура слишком крупнозернистая, чтобы она могла обнаруживаться в отдельных обыкновенных штуфах.

Метаморфический характер горных пород проявляется также и в природе минералов, входящих в их состав. Минералы, наиболее характерные для этих пород, следующие: хиастолит, силлиманит, кианит, кордиерит, тремолит, актинолит, глаукофан, форстерит, тальк, цоизит и гранаты.

Можно видеть все стадии кристаллизации; кристаллизация в частности находится в тесной зависимости от природы первичной породы и от совокупности тех изменений, которым она подвергалась.

Главные метаморфические породы следующие:

**Гнейс.** Голокристаллический, грубосланцеватый, много полевого шпата. Характерными представителями его являются гранитогнейс, диоритовый гнейс и т. д. в зависимости от того, какие плутонические породы особенно сходны с ними, и из которых они образовались под влиянием метаморфизма; крупные вкрапленники из кварца и полевого шпата очковых гнейсов возможно являются остатками вкрапленников первичных порфировых кристаллов.

**Кристаллические сланцы.** Голокристаллические, заметно сланцеватые, бедные полевым шпатом, с менее грубой сланцеватостью, чем у гнейсов. Они носят название слюдяных сланцев, роговообманковых сланцев, кварцевых сланцев и т. д., в зависимости от того, какой из присутствующих в них минералов является наиболее характерным для них.

Некоторые породы глинистого характера, подвергшиеся действию не особенно высоких температур, известны под названием хиастолитового сланца, филлита, пятнистого сланца и т. д.

**Кристаллические известняки.** Состоят из более или менее кристаллического кальцита. Во многих случаях метаморфизм вызвал почти исключительно перерасположение вещества, уже входившего в состав первичной породы. Так, чистый известняк дает начало кристаллическому известняку (мрамору). Известняк с рассеянными в нем частицами свободной кремнекислоты превращается в мрамор с кальциевыми силикатами; доломитовые известняки с рассеянной в них свободной кремнекислотой дают начало кристаллическим известнякам с такими силикатами, как тремолит или диопсид. В последнем случае процесс носит название процесса дедоломитизации.

Имеются случаи такого рода, когда присутствие в известняках больших масс железистого граната заставляет приходиться к выводу, что в данном случае играл роль перенос вещества из магматического источника.

При изучении метаморфизма в районе, на территории которого находится резко очерченный интрузивный массив, необходимо пройти ряд маршрутов под прямым углом к контакту, собирая и изучая выступающие породы. Каждое пересечение должно проводиться до того места, где можно быть уверенным в том, что ни изверженная, ни метаморфизованная первичные породы не подверглись воздействию изменения под влиянием контакта магматической интрузией. Степень метаморфизма должна изменяться по мере удаления от контакта. Следует однако помнить, что ближайший пункт выхода изверженной породы не является обязательно ближайшим местом расположения ее у контакта. Если поверхность интродуцированного тела неровная, эта точка может находиться и на некотором расстоянии от контакта. Для того, чтобы получить особенно ясное представление о процессах метаморфизма в районе исследования, должны быть изучены также и все неметаморфизованные породы, так как именно они представляют собой первичный материал. Будут ли это изверженные породы, или осадочные, их необходимо все нанести на карту. Может быть случай, когда метаморфизм не оказывает влияния на изверженные породы; однако следует помнить, что они были изменены процессами выветривания раньше, чем произошла интрузия тех масс, влияние которых на окружающие породы мы изучаем, и что продукты выветривания, образовавшиеся при низких температурах, могут быть нагреты до более или менее высоких температур под влиянием интрузии.

Более того, не все минералы, входящие в состав изверженной породы, образовались при высокой температуре; в частности минералы, образующие миндалины в лавах изверженного происхождения, образовались при низкой температуре и могут быть нагреты до высокой температуры новой интрузией, а тем самым перекристаллизуются.

Если возможно объяснить появление ряда минералов в оболочке вокруг магматической интрузии без того, чтобы прибегать к помощи теории магматической эманаии, исследование будет сравнительно простым. Совершенно ясно, что существенное значение имеет детальное знакомство с природой первичных пород и с составом минералов, входящих в состав оболочки.

Возможно усложнение процессов в случае проникновения в оболочку ответвлений интродуцированной магмы (апофиз), отделяющихся от главной массы интрузии.

В некоторых случаях интрузия *B* может проникать на территорию, уже ранее метаморфизованную в более ранние периоды; в таком случае вполне естественно, что изучение пород делается значительно более трудным.

При освещении истории территории, на которой имеются породы, образовавшиеся под влиянием регионального метаморфизма, необходимо разрешать вопрос о том, в какой степени играли при этом такие процессы, как процессы погружения, тектонические процессы, послонная инъекция. Затруднения, связанные с решением вопроса о природе первичной горной породы, могут быть и трудны, и легки, в зависимости от того, насколько велико было влияние метаморфизма. В ряде случаев можно легко убедиться, что первичная порода была конгломератом или песчаником, или порфириной изверженной породой, в дру-

гих — имеются только намеки на первичную структуру; такого рода структура получила название, согласно Седергольму, палимпсестовой.

Каких бы теорий ни придерживался исследователь, а такие должны разрабатываться им во время его работы, он должен отмечать весь наблюдаемый им фактический материал, но не только тот, который согласуется с поддерживаемой им теорией.

Для понимания минералообразования и характера структур тех горных пород, которые получают при метаморфизме, положено в основу учение о *глубинных зонах*, являющееся отражением тех физико-химических условий, которые зависят от давления и температуры в тех частях земной коры, где происходят явления этого рода в связи с происходящими в земной коре геологическими процессами.

**Глубинные пояса.** В 1891 г. финляндский геолог Седергольм обратил особенное внимание на то, что на различных глубинах внутри земной коры могут происходить неодинаковые преобразования горных пород; он таким образом один из первых создал учение о глубинных поясах. Это учение позже было подробно разработано в 1905 г., с одной стороны, венским минералогом и петрографом Бекке, а с другой стороны — американцем Ван-Гайзом, независимо от этих исследователей шлиссельбуржцем Лукашевичем; это учение дополнено в настоящее время физико-химическим исследованием, как результатом экспериментальных исследований.

В земной коре можно различать прежде всего два поверхностных пояса; в верхнем происходят по преимуществу явления выветривания, обусловленные влиянием атмосферных деятелей (пояс выветривания), в нижнем — явления цементации (пояс цементации). Образование кристаллических сланцев в этом поясе не происходит.

Под поверхностным поясом располагаются три глубинных пояса, к которым и приурочено образование кристаллических сланцев. Среди них различают *нижний глубинный пояс (катазона)*, *средний глубинный пояс (мезозона)* и *верхний глубинный пояс (эпизона)*.

Нижний глубинный пояс (катазона, зона гнейсов) характеризуется прежде всего очень высокой температурой, под влиянием которой реакции совершаются в направлении увеличения молекулярного объема; но одновременно сильное гидростатическое давление противодействует этому в большей или меньшей степени. Сравнительно с действием высокой температуры и сильного давления в этом поясе сдавливание играет второстепенную роль; поэтому кристаллизационная сланцеватость отступает на второй план, она может нередко совершенно отсутствовать. Здесь именно особенно часто наблюдаются явления инъекции, ведущие к образованию характерной для пород этого пояса ленточной и полосатой структур. Так как породы этого пояса обладают особенно большой пластичностью, он назван был Ван-Гайзом также поясом течения пород.

Средний глубинный пояс (мезозона или зона слюдяных сланцев) отличается от верхнего более высокой температурой и средним давлением. В этом поясе раздробление отступает на задний план, давление, сдавливание и высокая температура вызывают энергичную перекристаллизацию породообразующих минералов; под влиянием сдавливания получается кристаллизационная сланцеватость.

Верхний глубинный пояс (эпизона) характеризуется низкой температурой и малым давлением; в нем нередко присутствует сравнительно большое количество воды. Под влиянием сдавливания в нем происходят катакластические явления, т. е. дробление минералов, образуются минералы с малым молекулярным объемом, частью появляющиеся в других зонах.

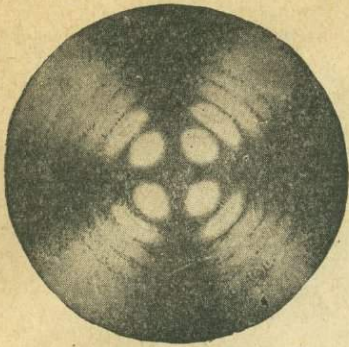
Общая сводка особенностей различных зон следующая:

**Таблица распределения горных пород по зонам**

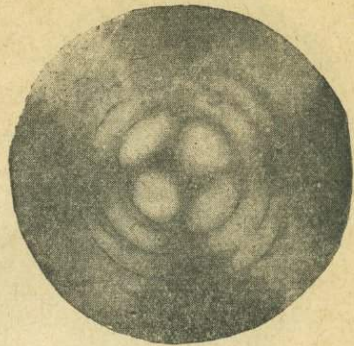
Эпизона	Кварцевый филлит серицитовый филлит, известковистый филлит, магнетитовый сланец, гранатовый известковистый сланец, хлоритовый сланец, хлоритовый сланец, тальковый сланец, эпидотовая порода, кварциты, катакластические массивные породы.
Мезозона	Сланцы мусковитовые, мусковито-биотитовые, биотитовые, эпидото-слюдяные, актинолитовые; амфиболиты гранатовые, сланцы, гнейсы слюдяные, гранатовые, мраморы, кварциты.
Катазона	Гнейсы биотитовые, биотитово-плагноклазовые, пироксенные, силлиманитовые, кордиеритовые, гранатово-биотитовые сланцы; гранатовые породы, кордиеритовые и андалузитовые роговики, гранулиты, авгитовые породы, мраморы, кварциты.

**БИБЛИОТЕКА**  
**Геологического Ин-та**  
**Арм. Фил. АН МССР СССР**

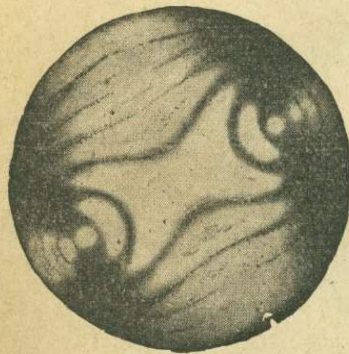
Таблица 1



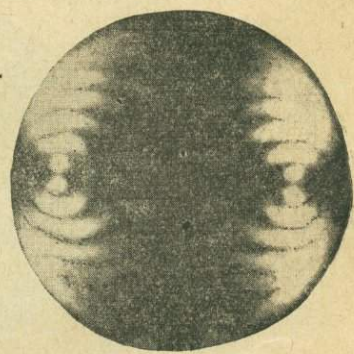
1. Интерференционная фигура одноосного кристалла в разрезе, перпендикулярном к оптической оси.



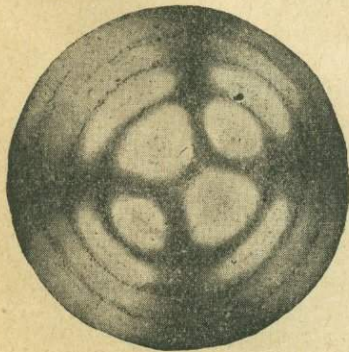
2. Та же интерференционная фигура после того, как вдвинута слюдяная пластинка.



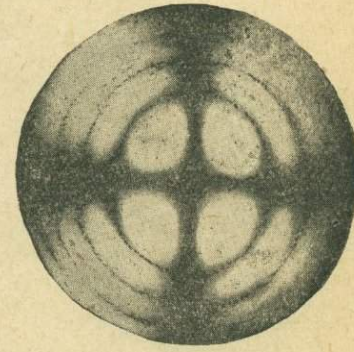
3. Интерференционная фигура двуосного кристалла в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе в диагональном положении.



4. Та же интерференционная фигура в параллельном положении.

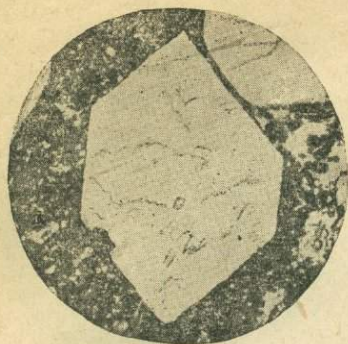


5. Интерференционная фигура минерала с малым углом оптических осей. Диагональное положение.

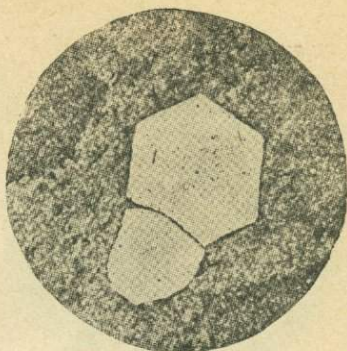


6. Интерференционная фигура того же минерала в параллельном положении (псевдоодноосная).

Таблица II



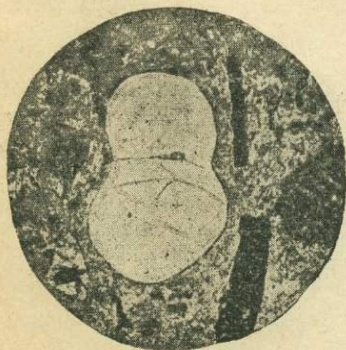
1. Кварц. Обыкновенный свет. Вертикальный разрез. Очертание кристалла кварца.



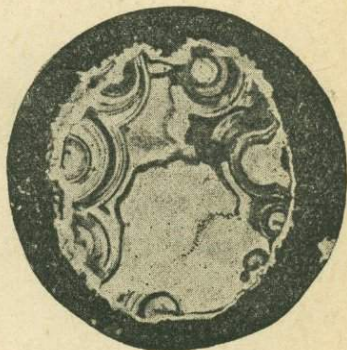
2. Кварц. Обыкновенный свет. Шестиугольная форма поперечного разреза.



3. Кварц. Обыкновенный свет. Коррозия кристалла кварца.

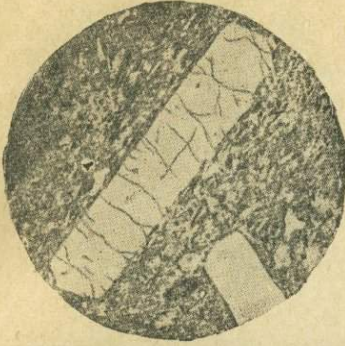


4. Кварц. Обыкновенный свет. Коррозия кристаллов кварца.

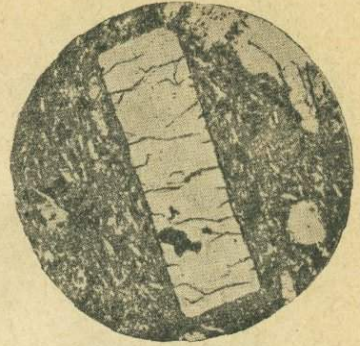


5. Халцедон в миндалине. Обыкновенный свет.

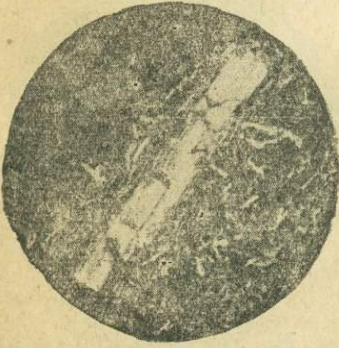
Таблица III



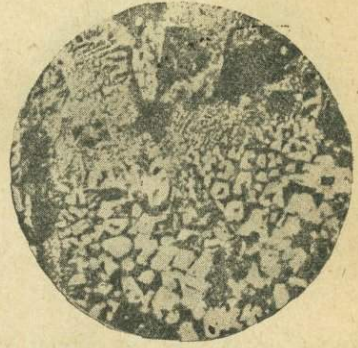
1. Ортоклаз. Обыкновенный свет. Форма кристалла.



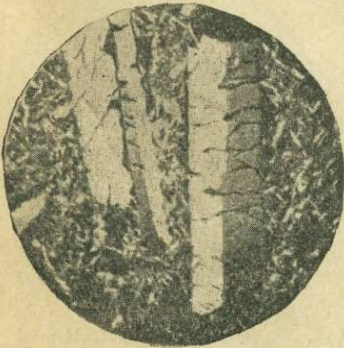
2. Ортоклаз. Обыкновенный свет. Форма кристалла.



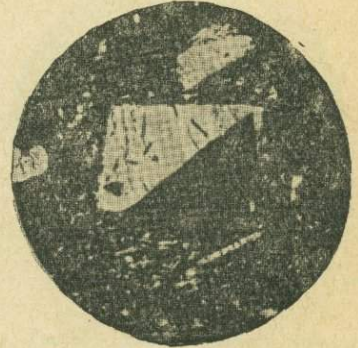
3. Ортоклаз. Скращенные николи. Трещины спайности.



4. Ортоклаз. Обыкновенный свет. Видны явления выветривания и прорастание кварцем.

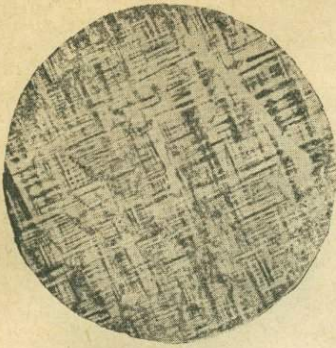


5. Ортоклаз. Скращенные николи. Карлсбадский двойник.

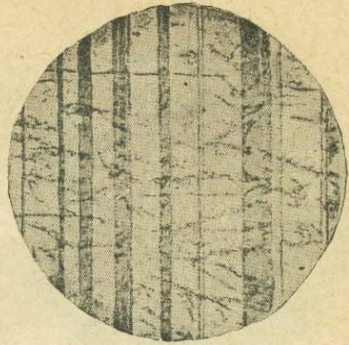


6. Ортоклаз. Скращенные николи. Бавеновский двойник.

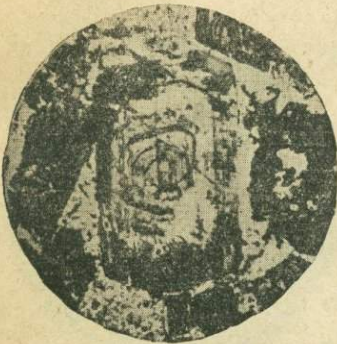
Таблица IV



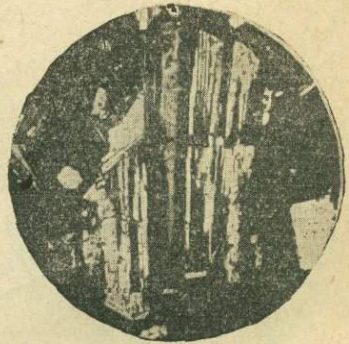
1. Микроклин. Скрещенные николи. Решетчатая двойниковая структура.



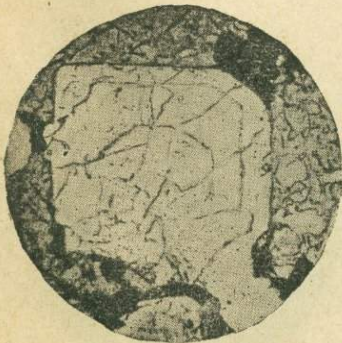
2. Плагиоклаз. Скрещенные николи. Полисинтетическая двойниковая структура.



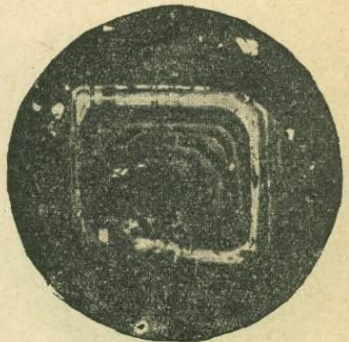
3. Плагиоклаз. Обыкновенный свет. Зонарная структура, видимая благодаря продуктам выветривания.



4. Плагиоклаз. Скрещенные николи. Полисинтетическая двойниковая структура.

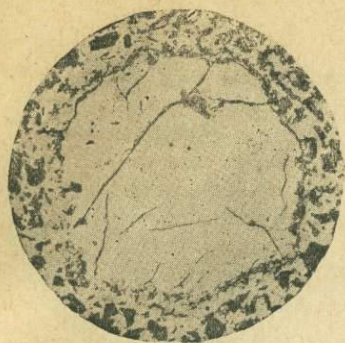


5. Плагиоклаз. Обыкновенный свет. Зонарная структура, видимая благодаря включениям.

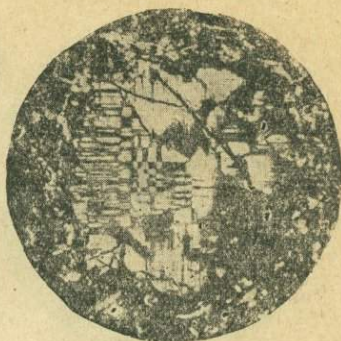


6. Тот же кристалл между скрещенными николями. Видна двойниковая полисинтетическая структура и зонарная структура.

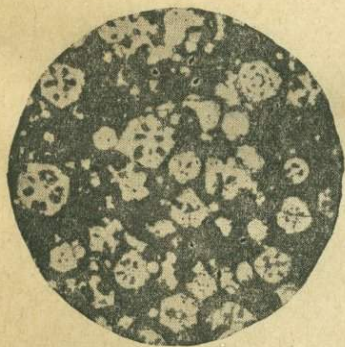
Таблица V



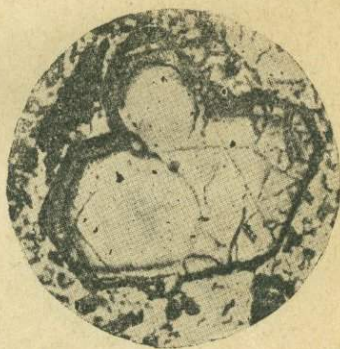
1. Лейцит. Обыкновенный свет. Очертания кристалла.



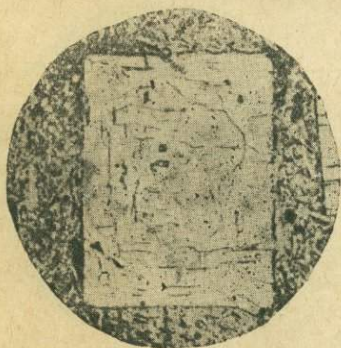
2. Лейцит. Скращенные николи. Видна решетчатая структура.



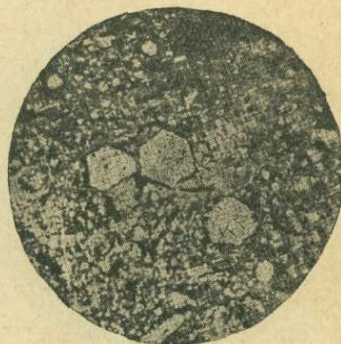
3. Лейцит. Обыкновенный свет. Включения.



4. Нозеан. Обыкновенный свет. Зонарная структура.

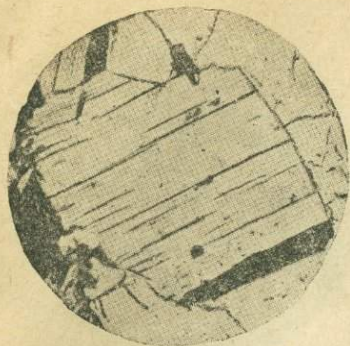


5. Нефелин. Обыкновенный свет. Формы вертикального разреза.

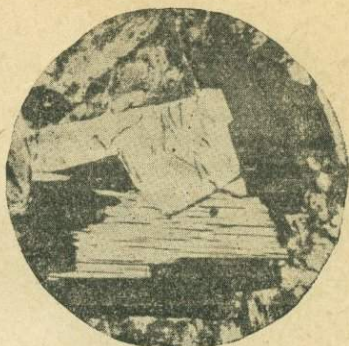


6. Нефелин. Обыкновенный свет. Формы поперечных разрезов.

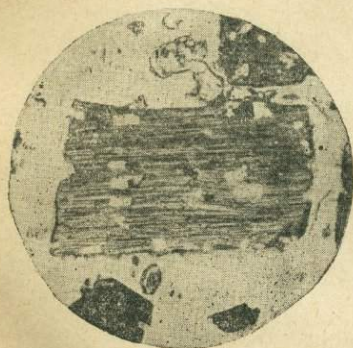
Таблица VI



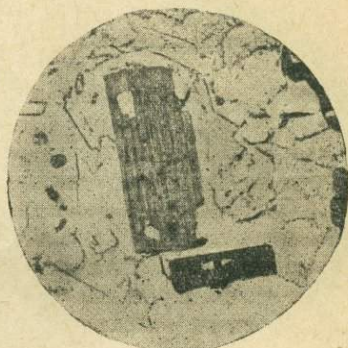
1. Мусковит. Обыкновенный свет. Трещины спайности.



2. Мусковит. Обыкновенный свет. Трещины спайности и прорастание биотитом.



3. Биотит. Обыкновенный свет. Форма, трещины спайности и включения.



4. Биотит. Обыкновенный свет (при одном никеле). Плеохроизм и плеохроичные оболочки.

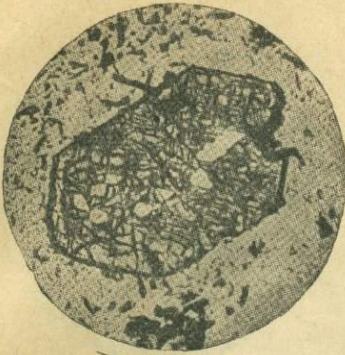


5. Биотит. Обыкновенный свет. Переход в хлорит.

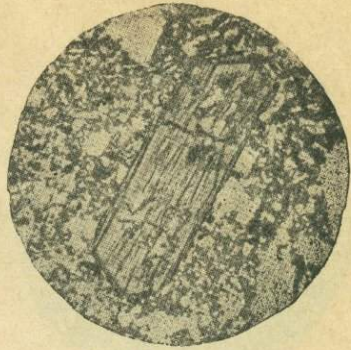


6. Хлорит. Обыкновенный свет. Черве-видная структура. Выполнение минда-лины.

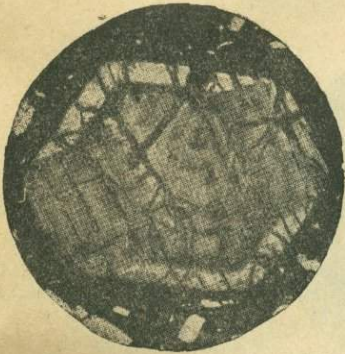
Таблица VII



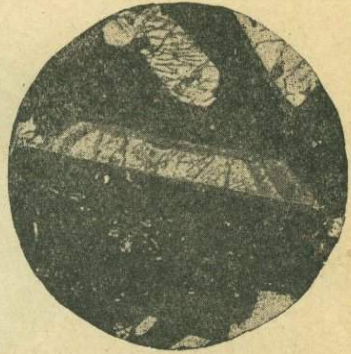
1. Эгирин. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и спайность.



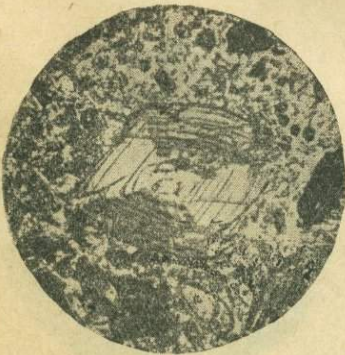
2. Авгит. Вертикальный разрез. Обыкновенный свет. Форма и спайность.



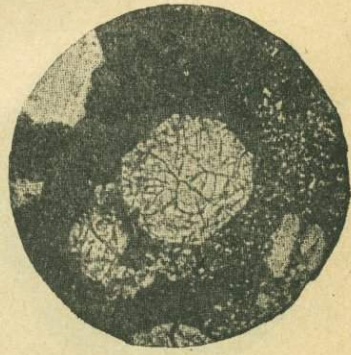
3. Авгит. Вертикальный разрез. Форма и зонарная структура.



4. Авгит. Поперечный разрез. Скрещенные николи. Форма, зонарная структура и простой двойник.

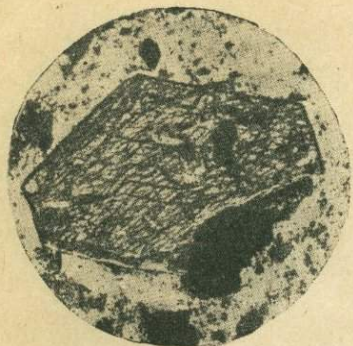


5. Авгит. Скрещенные николи. Зонарная структура и структура песочных часов.

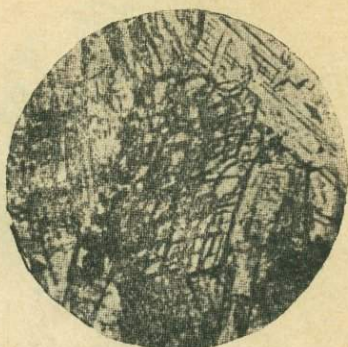


6. Энстатит. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и трещины спайности.

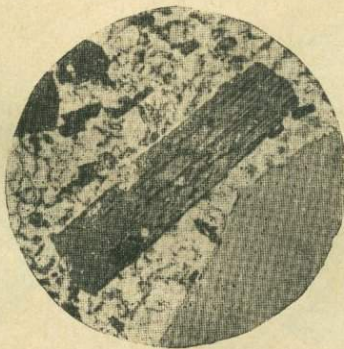
Таблица VIII



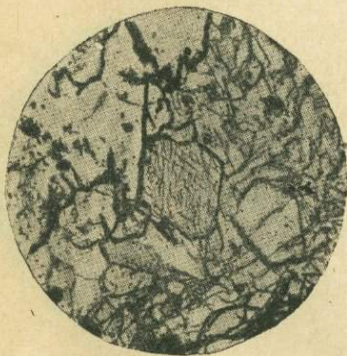
1. Роговая обманка. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и спайность.



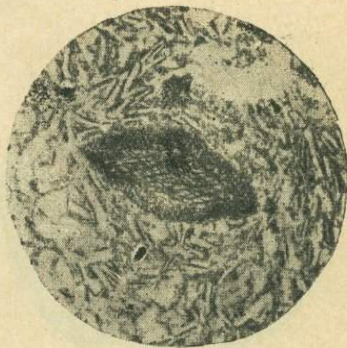
2. Активолит. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и трещины спайности.



3. Роговая обманка. Вертикальный разрез. Обыкновенный свет. Форма и трещины спайности.

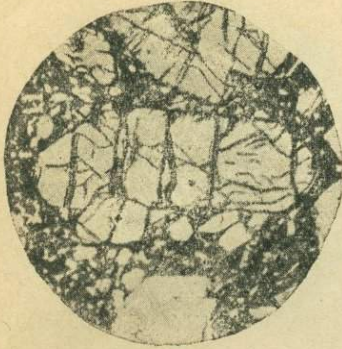


4. Глаукофан. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Ресорпционная оболочка.

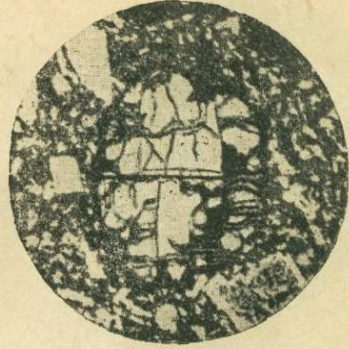


5. Гиперстен.

Таблица IX



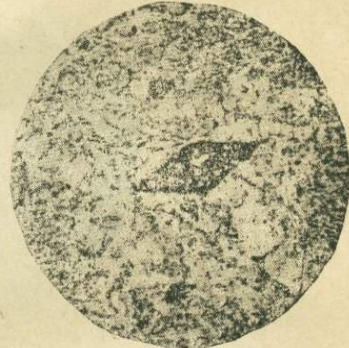
1. Оливин. Обыкновенный свет. Форма и продукты выветривания (серпентинизация).



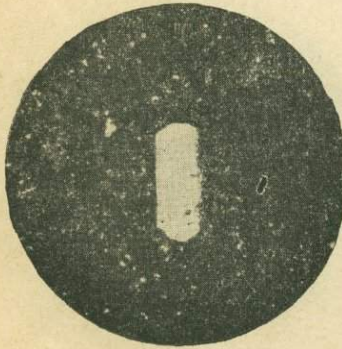
2. Оливин. Обыкновенный свет. Форма и более резко выраженная серпентинизация.



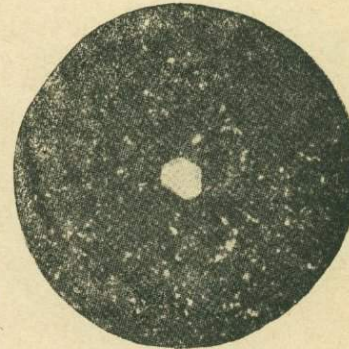
3. Серпентин. Обыкновенный свет. Псевдоморфоз по оливину.



4. Титанит. Обыкновенный свет. Форма, очень большой показатель преломления.

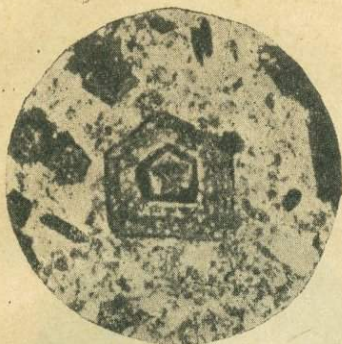


5. Апатит. Вертикальный разрез. Обыкновенный свет. Форма и спайность.

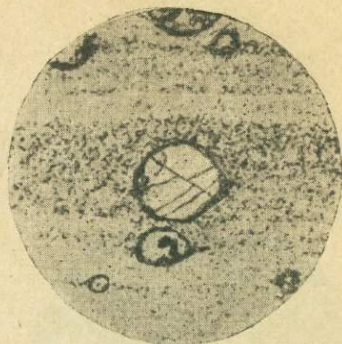


6. Апатит. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма.

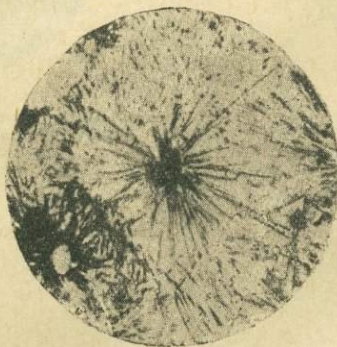
Таблица X



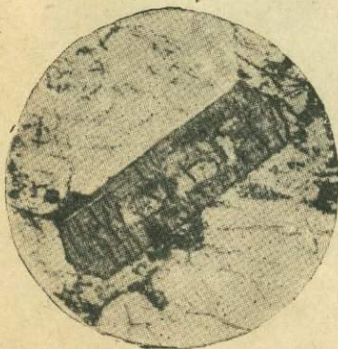
1. Гранат. Обыкновенный свет. Форма и зонарная структура.



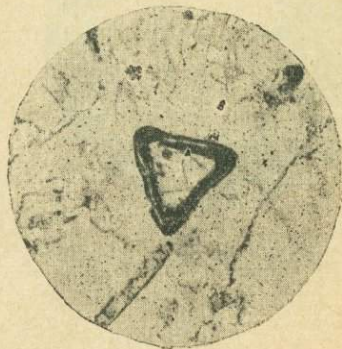
2. Гранат. Обыкновенный свет. Округлая форма и большой показатель преломления.



3. Турмалин. Обыкновенный свет. Игольчатые очертания и радиально лучистое расположение.

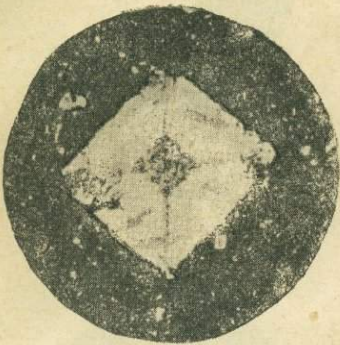


4. Турмалин. Вертикальный разрез. Обыкновенный свет. Форма кристалла.

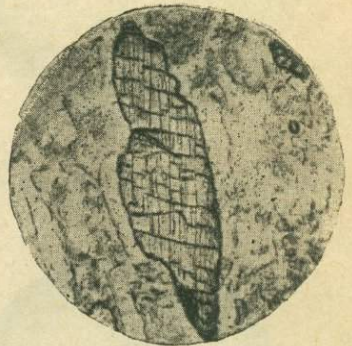


5. Турмалин. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и зонарная структура.

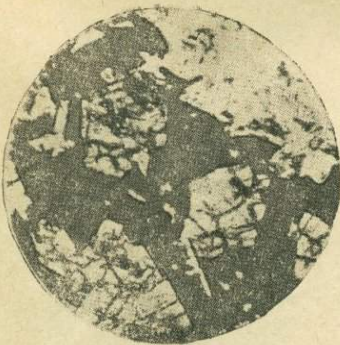
Таблица XI



1. Хиастолит. Поперечный разрез. Обыкновенный свет. Форма и включения.



2. Кьянит. Обыкновенный свет. Спайность и большой показатель преломления.

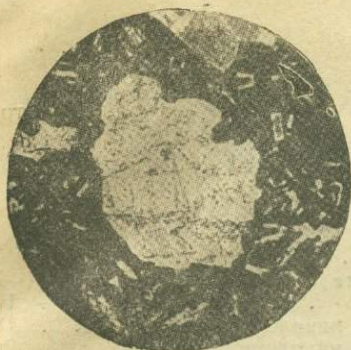


3. Эпидот. Обыкновенный свет. Форма и спайность.

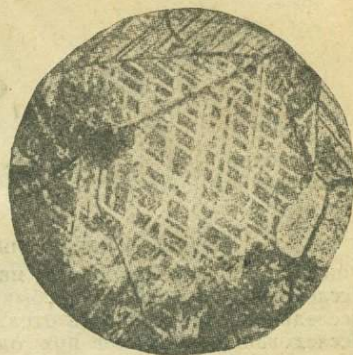


4. Эпидот. Обыкновенный свет. Выполнение миедалины.

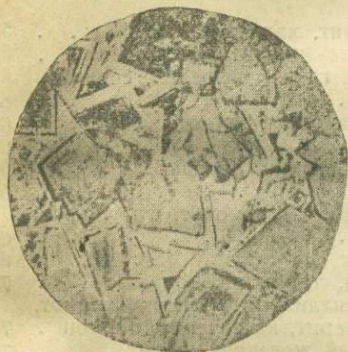
Таблица XII.



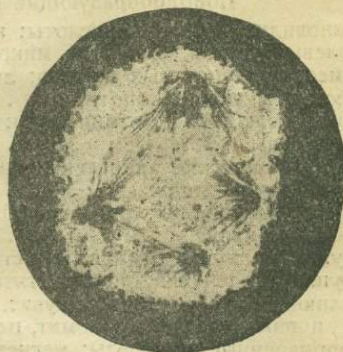
1. Кальцит. Обыкновенный свет. Трещины спайности, выполнение миндалин.



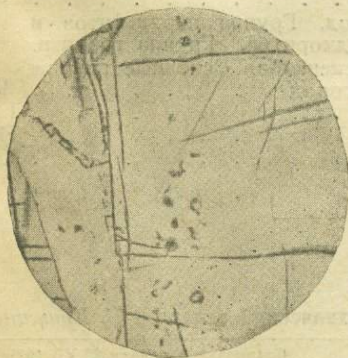
2. Кальцит. Скрещенные николи. Полисинтетическая двойниковая структура.



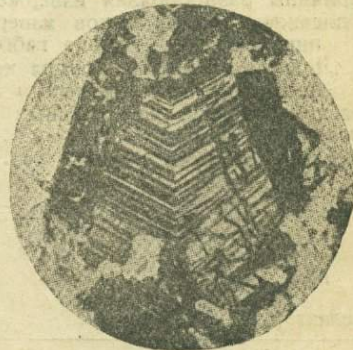
3. Доломит. Обыкновенный свет. Форма и зонарная структура.



4. Цеолит. Обыкновенный свет. Выполнение миндалин, червевидные вроски и хлорит.



5. Кордиерит. Обыкновенный свет. Включения и круглые плеохроичные оболочки.



6. Касситерит. Обыкновенный свет. Зонарная структура.



**Оглавление**

От редакции	3
Предисловие	4

**Часть I**

**Методы исследования**

Описание поляризационного микроскопа	5
Исследование минералов в обыкновенном свете	7
Исследование минералов в отраженном свете	17
Исследование минералов при одном нижнем николе	18
Исследование минералов между скрещенными николями	24
Исследование минералов между скрещенными николями в сходящемся свете	46

**Часть II**

**Породообразующие минералы**

Разновидности кремнекислоты: кварц, тридимит, халцедон, опал	58
Полевые шпаты: ортоклаз, микроклин, альбито-анортитовая группа	59
Заместители полевых шпатов: лейцит, нозеан, гаюин, нефелин, содалит	62
Слюды: мусковит, биотит	64
Другие слюдовидные минералы: хлорит, хлоритоиды, тальк	65
Пироксены	66
Моноклинические пироксены: авгит, диопсид, эгирин, диагмаг	66
Ромбические пироксены	67
Группа амфиболов: роговая обманка, актинолит, тремолит, глаукофан, антофиллит	67
Группа оливина: оливин, форстерит, fayalит	69
Группа серпентина: апатит, титанит, гранаты, турмалин, топаз	70
Силикаты алюминия: андалузит, хиастолит, силлиманит, кванит, эпидот, цоизит, кальцит, доломит, цеолиты, кордиерит, касситерит, циркон	73
Непрозрачные минералы: магнетит, титанистый железняк, пирит	78

**Часть III**

**Краткий очерк петрографии**

Изверженные породы	80
Причины разнообразия изверженных пород	90
Описание главных типов изверженных пород. Группа перидотитов и пироксенитов. Группа габбро. Группа диоритов. Группа гранита. Группа сиенитов. Группа нефелиновых сиенитов. Основные группы щелочных нефелиновых и лейцитовых пород	95
Распространение изверженных пород	112
Осадочные породы	115
Метаморфические породы	125

Редактор **В. И. Луцицкий.**

Технический редактор **Б. Кишкина.**

Сдана в набор 30/IV 1935 г.

Подписана к печати 20/VII 1935 г.

Формат 62x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Изд. № 50.

Бум. л. 4<sup>7</sup>/<sub>8</sub>.

Тип. зн. в 1 бум. л. 101.504.

Уполн. Главлита № В-21561.

Тираж 4.000—авт. л. 12<sup>1</sup>/<sub>4</sub>.

Заказ № 566.

2-я типография ОНТИ имени Евгении Соколовой, Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

607

Цена 1 р. 75 к.

ГР—65-5-2