

## Библиографический список

- Белянкин, Д. С. Кристаллооптика [Текст] / Д. С. Белянкин, В. П. Петров. – М.: Госгеолиздат, 1951. – 127 с.
- Винчелл, А. Н. Оптическая минералогия [Текст] / А. Н. Винчелл. – М.: ИЛ, 1949. – 639 с.
- Даминова, А. М. Породообразующие минералы [Текст] / А. М. Даминова. – М.: «Высшая школа», 1963. – 167 с.
- Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., «Недра», 1969. – 239 с.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. – 445 с.
- Князев, В. С. Общая петрография. Краткое руководство к практическим занятиям по курсу [Текст] / В. С. Князев, И. Б. Кононова. – М., 1969. – 75 с.
- Кочетков, О. С. Основы кристаллооптики и микроскопический анализ. [Текст]: метод. указания / О. С. Кочетков. – Ухта: УГТУ, 2004. – 35 с.
- Кочурова, Р. Н. Основы практической петрографии [Текст] / Р. Н. Кочурова. – Л.: Изд-во Ленингр. Ун-та, 1977. – 176 с.
- Лодочников, В. Н. Главнейшие породообразующие минералы [Текст] / В. Н. Лодочников. – Изд. 5-е. – М.: «Недра», 1979. – 244 с.
- Половинкина, Ю. Ир. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород [Текст] / Ю. Ир. Половинкина. – М.: «Недра», 1966. – Т. I, 423 с., т. II, 271 с.
- Саранчина, Г. М., Петрология магматических и метаморфических пород [Текст] / Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев. – Л.: «Недра», 1973. – 366 с.
- Татарский, В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов [Текст] / В. Б. Татарский. – М.: «Недра», 1965. – 292 с.
- Тернер, Ф. Петрология изверженных и метаморфических пород [Текст] / Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – М.: ИЛ, 1961. – 578 с.
- Трегер, В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов [Текст] / В. Е. Трегер. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 182 с.

Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования

## Ухтинский государственный технический университет (УГТУ)

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Методические указания к лабораторным работам по дисциплинам «Методы петрографических исследований» и «Петрография магматических пород» при подготовке дипломированных специалистов специальности 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия» направления 130300 «Прикладная геология».

Ухта 2009

Довжикова, Е. Г.

Петрографическое исследование магматических горных пород : метод. указания / Е. Г. Довжикова. – Ухта : УГТУ, 2009. – 40 с.

Методические указания предназначены для практической помощи студентам третьего и четвертого курсов направления «Прикладная геология» специальности 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия» при выполнении лабораторных работ по дисциплинам «Методы петрографических исследований» и «Петрография магматических пород».

Методические указания рассмотрены и одобрены кафедрой МиГГ, протокол № 7 от 13.10.2009 года и предложены для издания Советом специальности.

Рецензент: Бакулина Л. П., доцент кафедры МиГГ, к.г.-м.н.

Редактор: Ершова О. В., ассистент кафедры МиГГ.

В методических указаниях учтены замечания рецензента и редактора.

План 2009 г., позиция 135.

Подписано в печать 28.10.2009. Компьютерный набор.

Объем 40 с. Тираж 50 экз. Заказ № 235.

© Ухтинский государственный технический университет, 2009.

169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Первомайская, 13.

Отдел оперативной полиграфии УГТУ.

169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Октябрьская, 13.

### **Пример описания вулканической породы**

*Шлиф № 320*

*Название породы: базальтовый мандельштейн (или миндалевидный базальт).*

*Текстура породы миндалекаменная.*

*Структура порфировая, структура основной массы – долеритовая или пилотахситовая.*

*Фенокристы составляют около 15% породы, представлены авгитом, имеют размер 0,4-0,5 мм. Зерна светло-коричневатого цвета, обладают ясной шагренью. Хорошо видна спайность с углом, близким к прямому. Иногда авгит образует простые двойники. В сечении, перпендикулярном Nt (проверено по коноскопии) угол  $Ng : [001] = 46^\circ$ . В этом же сечении определено  $Ng - Np \sim 0,024$ . Минерал положительный, со средним углом оптических осей; довольно отчетливо выражена дисперсия. Авгит почти не изменен.*

*Главные минералы основной массы: плагиоклаз (лабрадор) – 30%, авгит – 19%, основное вулканическое стекло – 5%.*

*Второстепенные минералы: рудный минерал (титаномагнетит) и лейкоксен – суммарно 1%. Миндалины, выполненные карбонатом и хлоритом – 30%.*

*Плагиоклаз образует вытянутые лейсты с отчетливо выраженными полиситетическими двойниками. Длина лейст в среднем 0,1-0,2 мм. Относится к ряду лабрадора. Определен методом максимального симметричного погасания альбитовых двойников в зоне, перпендикулярной 010 как № 55 – угол погасания  $32^\circ$  (из 7 измерений). Плагиоклаз совершенно свеж, и лишь в единичных зернах по спайности располагаются мелкие чешуйки хлорита.*

*Авгит основной массы идентичен авгиту вкрапленников.*

*Основное вулканическое стекло занимает неправильные полигональные участки, заключенные между лейстами плагиоклаза и зернами авгита. Имеет коричневатый цвет и показатели преломления больше показателя преломления канадского бальзама. Стекло оптически изотропно и лишь в отдельных участках проявляет весьма слабое дупреломление вследствие замещения его хлоритом.*

*Рудный минерал в проходящем свете черный непрозрачный, образует неправильной формы зерна, реже кристаллы с квадратными очертаниями. По краям рудный минерал окружен полупрозрачным, дупреломляющим бурым лейкоксеном. При косом отраженном освещении рудный минерал серого цвета. По-видимому, он является титаномагнетитом.*

*Миндалины имеют извилистые неправильные, реже изометрические ровные контуры. Размер их варьирует от мелких (около 0,2 мм) до сравнительно крупных, достигающих 0,5 мм. Мелкие миндалины отличаются более округлыми контурами и выполнены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита с характерными аномальными цветами интерференции. Крупные миндалины часто имеют зональное строение: края заполнены хлоритом, а центральная часть – кальцитом, который определяется по резко выраженной псевдоабсорбции и перламутровым цветам интерференции. Отношение хлорита к карбонату в миндалинах примерно 1 : 3.*

Кварц представлен довольно крупными (в среднем 5 мм) вкрапленниками с бухтообразными очертаниями по краям. Эти залиты заполнены мелкозернистой основной массой. Четко выраженные идиоморфные кристаллы редки. Константы кварца обычны: IV группа по Лодочникову, слабое двупреломление, оптически одноосный, положительный. В некоторых зернах наблюдается слабо выраженное волнистое погасание.

Биотит образует несколько вкрапленников таблитчатой формы. Обладает совершенной спайностью, относительно которой имеет прямое ситовидное погасание, и положительным удлинением. Группа по Лодочникову - IV, Ng - Np, определенное в сечении с наивысшей окраской равно 0,038. Характеризуется резкой абсорбцией: по Ng – темно-бурый, по Np – желтый. Оптически отрицателен, псевдоодноосен. Слегка изменен в пеннин, который отличается при одном поляризаторе по зеленому цвету. Чешуйки пеннина располагаются по краям вкрапленников биотита или вдоль его спайности.

Основная масса состоит из кварца, ортоклаза, биотита.

Кварц образует изометрические, нередко идиоморфные зерна. В некоторых участках шлифа встречаются пегматитовые сростания его с ортоклазом. Константы обычные.

Ортоклаз представлен мелкими зернами неправильной формы, ксеноморфными по отношению к кварцу. Кристаллооптические свойства аналогичны таковым во вкрапленниках. Ортоклаз от кварца легко отличается при одном николе по буроватому оттенку, обусловленному пелитизацией, и меньшему показателю преломления.

Биотит рассеян в основной массе в виде мелких чешуек и в отличие от биотита фенокристов не хлоритизирован. Остальные свойства аналогичны свойствам биотита вкрапленников.

Апатит образует мелкие, идиоморфные кристаллы, расположенные в основной массе породы или в виде пойкилитовых вкрапленников в фенокристах биотита (рис. 2). Формы развития апатита столбчатые, с характерными шестугольными поперечными разрезами. Удлинение отрицательное. Среди других минералов он выделяется ясной шазренью и очень слабым двупреломлением.

Пеннин является продуктом изменения биотита вкрапленников. Легко распознается по зеленому цвету, слабому двупреломлению и аномальной индигово-синей интерференционной окраске. Пеннин плеохроирует: по Ng – зеленый, по Np – светло-зеленый. В изотропных разрезах наблюдается зеленый цвет, близкий к цвету по Ng. Следовательно, минерал оптически отрицательный.

Серцит замещает олигоклаз, образуя в кристаллах последнего мелкие бесцветные чешуйки с сильным двупреломлением и прямым ситовидным погасанием.

Пелитоподобные частицы образуются по ортоклазу. Пелитизированные участки становятся полупрозрачными и приобретают буроватую окраску.

<b>Введение</b> .....	4
<b>Глава 1. Поляризационный микроскоп</b> .....	4
1.1. Устройство микроскопа .....	4
1.2. Основные проверки микроскопа .....	7
<b>Глава 2. Исследования минералов без анализатора</b> .....	7
2.1. Окраска минералов .....	8
2.2. Форма зерен, ограничения .....	8
2.3. Спайность .....	9
2.4. Показатели преломления .....	10
2.5. Включения и продукты изменения .....	11
<b>Глава 3. Исследования минералов в скрещенных николях</b> .....	12
3.1. Определение силы двупреломления .....	12
3.2. Определение характера погасания и знака удлинения .....	15
3.3. Исследование плеохроизма .....	17
3.4. Наблюдение двойников .....	19
<b>Глава 4. Исследование минералов в сходящемся свете</b> .....	21
4.1. Коноскопия одноосных кристаллов .....	22
4.2. Коноскопия двуосных кристаллов .....	24
<b>Глава 5. Определение породообразующих минералов под микроскопом</b> .....	25
<b>Глава 6. Определение размеров минеральных зерен и методы количественно-минералогических подсчетов</b> .....	27
<b>Глава 7. Изучение магматических пород</b> .....	31
7.1. Определение главных структур магматических пород .....	31
7.2. Определение главных типов магматических пород .....	33
7.3. Петрографическое описание магматических пород .....	35
<b>Библиографический список</b> .....	40

## Введение

В наши дни ни одна геологическая работа не обходится без петрографического исследования горных пород, основным методом которого является микроскопический. С помощью поляризационного микроскопа изучают особенности строения и минералогического состава горных пород, что позволяет наиболее правильно решать вопросы об их классификации и генезисе. Освоение методики исследования под микроскопом породообразующих минералов и горных пород различного состава входит в программу курса «Методы петрографических исследований» и «Петрография магматических пород» для студентов направления «Прикладная геология» специальности 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия».

Количество часов, отведенное на лабораторные занятия невелико, и как показывает опыт их проведения, очень много времени уходит на объяснение материала, поэтому времени на освоение практических навыков исследования явно недостаточно.

Учитывая это, было решено составить данные методические указания, по которым студенты могли бы самостоятельно готовиться к занятиям, заранее знакомясь с содержанием работ и порядком их проведения. В таком случае, время аудиторных занятий может быть в большей мере затрачено на овладение практическими приемами работ, что, безусловно, будет способствовать лучшему их усвоению.

При составлении настоящих методических указаний были использованы учебники и учебные пособия, список которых приводится в конце работы.

## Глава 1. Поляризационный микроскоп

### 1.1. Устройство микроскопа

В данной работе приводится описание микроскопа марки МИН-8. Широко распространенные в последнее время модели ПОЛАМ серии С, Р и Л не имеют существенных отличий от микроскопа МИН-8.

Поляризационный микроскоп МИН-8 (рис. 1) состоит из основания (6) с тубодержателем (4), столика (12) и тубуса (5).

Осветительная система состоит из лампы, которая вставляется в кожух осветителя (1), зеркала, расположенное под накладными светофильтрами (19) и направляющее луч лампы вверх. Отражаясь от зеркала, световые лучи попадают в поляризатор (10). Поляризационная система микроскопа состоит из поляризатора и анализатора (14). За счет преобразования света в поляризаторе на выходе из него луч будет поляризованным, то есть колебания его совершаются строго в одной плоскости, направленной вертикально. В микроскопах МИН-8 и ПОЛАМ поляризатор представлен поляридом – пленкой из одинаково ориентированных микрокристаллов, нанесенной на стекло. В более старых микроскопах использовались «призмы Николя» или просто николи, состоящие из разрезанного по определенной плоскости кристалла исландского шпата, кото-

рых, перпендикулярных  $OO$  и  $OB$ , около  $60^\circ$ , положительный. Эти константы позволяют отнести диопсид к ряду клиноэстатит-диопсида с содержанием 90% диопсида.

Магнетит представлен преимущественно зернами неправильной формы, расположенными главным образом между пироксенами или включенными в них. При косом отраженном освещении имеет серый цвет.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроующей в зеленых тонах. Двуупреломление среднее, угол  $c$ :  $Ng = 13-15^\circ$ . Участками роговая обманка полностью замещает пироксен.

Цоизит распознается на фоне плагиоклаза по отчетливой шагрени и интерференционной окраске.

Серцит в виде мелких чешуек с характерным ситовидным погасанием располагается обычно вблизи цоизита.

### Пример описания гинабиссальной породы

#### Шлиф № 150

Название породы: гранит-порфир.

Структура породы полнокристаллическая порфировидная. Размер вкрапленников достигает 1 см, чаще встречаются вкрапленники длиной 7-8 мм. Они составляют примерно половину породы. Структура основной массы аплитовая, обусловленная заметным идиоморфизмом кварца по отношению к ортоклазу. Местами наблюдается негматитовое срастание кварца и ортоклаза. Размер составных частей основной массы в среднем около 1 мм.

1. Вкрапленники: ортоклаз – 25%, олигоклаз – 15%, кварц – 10%, биотит – 5%.

2. Основная масса: кварц – 17%, ортоклаз – 20%, биотит – 5%. Второстепенные и вторичные минералы суммарно составляют около 3%. Количественный состав определен визуалью.

Второстепенные минералы представлены апатитом. К вторичным образованиям относятся пелитоподобные частицы, серцит и пеннин.

Ортоклаз образует крупные идиоморфные кристаллы, часто двойникованные. Двойниковый шов иногда неровный. Изменяется незначительно. Продуктом изменения являются пелитоподобные частицы, бурые в проходящем свете. На плоском столике микроскопа определены следующие константы: П группа по Лодочникову –  $Ng' < 1,54$ , двуупреломление слабое, имеются разрезы с прямым погасанием, оптический знак отрицательный, угол оптических осей большой.

Плагиоклаз представлен идиоморфными вкрапленниками с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Двойниковые полоски преимущественно узкие. Серцитизация плагиоклаза проявлена незначительно: различается лишь небольшое количество чешуек серцита, рассеянных по некоторым зернам. Номер плагиоклаза определен по максимальному (из 10 измерений) симметричному углу погасания в зоне, перпендикулярной 010, равному  $10^\circ$  при  $Ng' > 1,54$ . Этот угол соответствует олигоклазу № 25.

- Вторичные минералы (перечисляются минералы с указанием их общего количества или количества каждого минерала, если они составляют существенную часть породы).

- Описание каждого главного и второстепенного минерала с указанием всех оптических констант, определенных микроскопическим методом. При описании вторичных минералов обязательно указывают, по какому первичному минералу они образовались, характер распределения их по площади минерала или в трещинках, соотношение оптической ориентировки с ориентировкой первичного минерала.

При описании вулканических и гипабиссальных пород устанавливается наличие или отсутствие вкрапленников, дается название структуры основной массы, минералы вкрапленников и основной массы описываются отдельно.

### **Пример описания интрузивной породы**

*Шлиф № 203*

*Название породы: амфиболитизированный габбро-норит.*

*Структура габбровая, обусловленная одинаковым идиоформизмом плагиоклаза и пироксенов.*

*Главные минералы: плагиоклаз – 30%, бронзит – 25%, диопсид – 15%.*

*Второстепенные минералы: магнетит – 5%.*

*Вторичные минералы: в основном амфибол, цоизит, серицит – всего около 25%.*

*Количественный состав определен визуально.*

*Плагиоклаз образует крупные (около 1 мм, реже до 2 мм) зерна вытянутой прямоугольной формы. Двойниковая структура выражена хорошо; наблюдаются как простые, так и полисинтетические двойники. Довольно отчетливо выражена спайность, пересекающаяся почти под прямым углом. Сосоритизация плагиоклаза проявлена не интенсивно: лишь некоторые зерна в центральной части включают мелкие зернышки цоизита, окруженные чешуйками серицита. По узлу погасания  $Np'$ : 010 в сечении, перпендикулярном [100], равному  $35^\circ$ , плагиоклаз определен как лабрадор № 65.*

*Бронзит представлен идиоформными призматическими кристаллами, достигающими в длину 2,5 мм. Отчетливо выражена спайность, пересекающаяся под углом, близким к прямому. Вдоль нее и местами в краевых частях зерен бронзит включает большое количество мелких зернышек («сыпь») рудного минерала. Обычно эти краевые части амфиболитизированы. Погасение бронзита прямое, удлинение положительное.  $Ng-Np = 0,014$ . Минерал двуосный, оптически нейтральный. Это соответствует содержанию ферросилициновой составляющей около 15%.*

*Диопсид имеет по отношению к бронзиту ксеноморфные очертания, размер зерен его преимущественно около 1-1,5 мм. Спайность выражена хорошо, угол спайности 86-87°. С краев диопсид замещается амфиболом, но изменение его менее интенсивное, чем бронзита. В сечении, перпендикулярном  $Nt$ , проверенном коноскопически, определены угол  $c : Ng = 37-38^\circ$  и  $Ng-Np = 0,028$ . Угол оптических осей, судя по коноскопическим фигурам в сече-*

рый затем снова склеивается канадским бальзамом. Поэтому и поляризатор и анализатор часто называют николи.

Над поляризатором в нижней части конденсорной линзы располагается диафрагма, с помощью которой регулируется освещенность исследуемого предмета.

Конденсорная линза, или конденсор (11), состоит из двух линз, верхняя съёмная – линза Лазо – применяется для получения пучка сильно сходящихся световых лучей. При определении всех оптических констант минералов за исключением осности и оптического знака, линза Лазо не используется и поэтому с помощью специального рычага, расположенного под столиком слева, она выводится из оптической системы микроскопа. Конденсор превращает пучок света в несколько сходящийся и усиливает освещенность препарата.

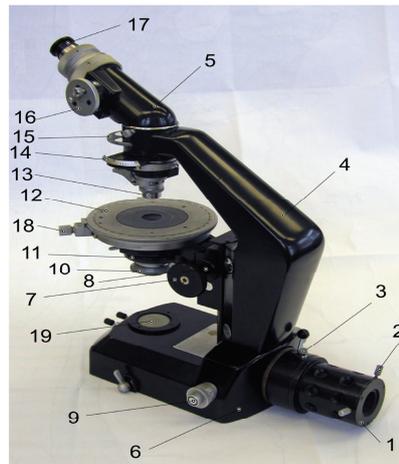


Рис. 1 Поляризационный микроскоп модели МИН-8.  
1 - конус осветителя; 2 - центрировочные винты лампы; 3 - рукоятка диафрагмы; 4 - тубусодержатель; 5 - тубус; 6 - основание; 7 - рукоятка фокусировки; 8 - рукоятка конденсора; 9 - рукоятка тонкой фокусировки; 10 - поляризатор; 11 - конденсор; 12 - столик микроскопа; 13 - объектив; 14 - анализатор; 15 - диск монохроматических фильтров; 16 - рукоятка линзы Бертра; 17 - окуляр; 18 - винт для фиксации столика; 19 - накладные светофильтры.

Для правильного освещения объекта конденсор вместе с нижним николем можно перемещать в вертикальном направлении с помощью рукоятки (8).

Вращающийся столик микроскопа (12) имеет лимб с градусными делениями и два нониуса для отсчета угла поворота с точностью до десятых долей градуса.

На столике с помощью особых пружин, «лапок» (на рис. 1 отсутствуют), укрепляется объект исследования – шлиф, представляющий собой плоско-параллельный срез горной породы или минерала толщиной в 0,03 мм, помещенный между двумя стеклами – предметным и покровным, к которым он приклеивается канадским балзамом. Канадский балзам – это смола пихты с постоянным и известным показателем преломления ( $n_{к.б.} = 1,535$ ), обладающая способностью долго не раскристаллизовываться.

Шлиф устанавливается на столике покровным стеклом вверх.

Выше столика располагается объектив (13) со щипцовым устройством для его закрепления.

Микроскоп снабжен съёмными объективами: 3,5<sup>x</sup>; 9<sup>x</sup>; 20<sup>x</sup>; 40<sup>x</sup> и 60<sup>x</sup>.

Номер объектива соответствует его увеличению. В зависимости от целей работы применяются различные объективы: 3,5<sup>x</sup> – используется для изучения текстурных и структурных особенностей породы; 9<sup>x</sup> – при определении большей части оптических констант и изучения морфологии зерен минералов; 20<sup>x</sup> – при изучении мелкокристаллических пород; 40<sup>x</sup> или 60<sup>x</sup> – необходимы для изучения минералов в сходящемся пучке световых лучей при определении осности и знака минерала.

На оправе объектива располагаются два центрировочных винта и фиксирующий штифт для правильного закрепления объектива в щипцовом устройстве.

Для установки объектива надо пальцами левой руки сжать пружину щипцового устройства, а в правую руку взять объектив и надеть его на кольцеобразный выступ тубуса микроскопа; затем повернуть объектив против часовой стрелки так, чтобы фиксирующий штифт вошел в прорезь зажима и после этого отпустить пружину.

Над объективом располагается прорезь, расположенная под углом 45° к плоскости симметрии микроскопа. Она служит для введения компенсаторов – кварцевого клина или пластинки. Выше смонтирована подвижная колодка с анализатором (14) – второе поляризующее устройство, аналогичное поляризатору. Направление пропускаемых анализатором колебаний должно быть перпендикулярно направлению колебаний, пропускаемых поляризатором. Часть оптических констант минералов определяется с выключенным анализатором.

В тубусе располагается еще одна подвижная колодка с линзой Бертрана (16), которая применяется при работе в сходящемся свете. При определении констант в параллельном свете линзу Бертрана выключают.

Сверху в тубус микроскопа вставляют окуляр (17). К микроскопу прилагаются окуляры: 5<sup>x</sup>; 8<sup>x</sup> и 15<sup>x</sup>. Номер окуляра соответствует его увеличению.

Окуляр 5<sup>x</sup> используется для измерений, в нем имеется микрометрическая линейка. В других окулярах имеются две взаимно-перпендикулярные нити, пересекающиеся в центре поля зрения.

Общее увеличение микроскопа равно произведению номера окуляра на номер объектива. Увеличение фотографий шлифов рассчитывается несколько иначе.

### Гипербазиты (ультрамафиты)

Геологическое залегание		Темноцветные минералы				
		Оливин	Пироксены		Амфиболы	
			без оливина	с оливином	без оливина	с оливином
Интерглубинные	Абиссальные	Дуниты (с хромитом), оливиниты (с магнетитом)	Пироксениты; энстатиты, бронзититы, гиперстениты, диаллагиты, вебстериты (из моноклинового и ромбического пироксенов), коэсит (с магнетитом)	Перидотиты: гарцбургиты (с ромбическим пироксеном), верлиты (с моноклиновым пироксеном), лерцолиты (с ромбическим и моноклиновым пироксенами)	Горнблендиты	Кортландиты
	Гипабиссальные и жильные			Пикриты		
Вулканические				Пикриты, порфиновые пикриты, меймечиты		
Вулканокластические				Туфы и туфовалы пикритов, кимберлиты		

При определении вулканических пород следует иметь в виду, что вкрапленники должны соответствовать главным минералам глубинного аналога, но темноцветных минералов в эффузивных породах обычно меньше, чем в соответствующих глубинных.

Следует помнить, что точно установить номенклатурную принадлежность породы можно только по совокупности минералогического и химического состава.

### 7.3. Петрографическое описание магматических пород

Описание магматических пород в процессе исследования приводится в следующем порядке.

- Название породы (устанавливается по количественному соотношению главных минералов).

- Структура (дается название и отмечается, чем она обусловлена; если определенное название структуры дать невозможно, то проводится подробное описание форм минералов и соотношения между ними).

- Главные минералы (перечисляются главные минералы с указанием их содержания в объемных процентах).

- Второстепенные минералы (перечисляются минералы с указанием их содержания).

Геологическое заложение	Только плагиоклазы		Полевошпатовые породы		Плагиоклаз и К-На-полевошпат		Только щелочные полевые шпаты	
	с кварцем	без кварца	с кварцем	без кварца	с кварцем	без кварца	с кварцем	без кварца
Интрузивные	без темноцветных	Плагноклаз № 30-45; Дiorиты	Плагноклаз № 45; Плагноклаз № 40-50; Гранодиориты	Плагноклаз № 23; Габбро-сyenиты=моноклиниты (плагноклаз № 40-50); Гранодиориты (плагноклаз № 30-40); Диагриты (плагноклаз № 20-40)	Плагноклаз № 25-35; Сyenиты	Граниты (кварца 25-35%); граносyenиты (кварца 15-25%); кварцевые сyenиты (кварца 5-15%)	Щелочные сyenиты (кварца 25-35%); щелочные грано-сyenиты (кварца 15-25%); щелочные сyenиты (кварца 5-15%)	Щелочные сyenиты (кварца 25-35%); щелочные грано-сyenиты (кварца 15-25%); щелочные сyenиты (кварца 5-15%)
	Анортозиты (плагноклаз № 70-90); лабродориты (плагноклаз № 50-70)	Плагноклаз № 50-90; Габбро (с моноклином пироксеном); нориты (с ромбическим пироксеном); троктолиты (с олеваном)	Плагноклаз № 45; Плагноклаз № 40-50; Гранодиориты	Плагноклаз № 23; Габбро-сyenиты=моноклиниты (плагноклаз № 40-50); Гранодиориты (плагноклаз № 30-40); Диагриты (плагноклаз № 20-40)	Плагноклаз № 25-35; Сyenиты	Граниты (кварца 25-35%); граносyenиты (кварца 15-25%); кварцевые сyenиты (кварца 5-15%)	Щелочные сyenиты (кварца 25-35%); щелочные грано-сyenиты (кварца 15-25%); щелочные сyenиты (кварца 5-15%)	Щелочные сyenиты (кварца 25-35%); щелочные грано-сyenиты (кварца 15-25%); щелочные сyenиты (кварца 5-15%)
Глибисальные и жильные	Долериты, микробазальты, порфиродолериты и др.	Спессериты, кварциты, кельсициты, микродиориты	Порфировидные плаггиориты	Порфировидные сyenиты, микросyenиты, Бостониты, везелиты и др.	Порфировидные сyenиты, микросyenиты, Бостониты, везелиты и др.	Порфировидные сyenиты, микросyenиты, Бостониты, везелиты и др.	Щелочные порфировидные щелочные граниты и др.	Порфировидные щелочные граниты и др.
Вулканические	Базальты, долериты	Андезиты	Плагноклазовые риолиты	Трахибазальты, трахандезиты	Трахиты	Риолиты (лентариты, трахи-риолиты, кварцевые трахиты)	Щелочные трахиты	Щелочные риолиты (лентариты)

## 1.2. Основные проверки микроскопа

Для подготовки поляризационного микроскопа к работе необходимо:

- 1) наладить освещение микроскопа;
- 2) проверить скрещенность николей. При введенном анализаторе поле зрения без шлифа должно быть черным;
- 3) выключить линзу Лазо, и линзу Бертрана;
- 4) установить нужные объектив и окуляр;
- 5) установить на столике шлиф и осторожно нанести на фокус (лучше это делать, опуская столик, а не наоборот).
- 6) проверить центрировку микроскопа.

До начала проведения кристаллооптических исследований микроскоп следует отцентрировать, то есть совместить его оптическую ось с осью вращения столика. Оптическая ось микроскопа проходит через точку пересечения нитей окуляра. Положение оси вращения определяется при повороте столика. В отцентрированном микроскопе зерно, поставленное в точку пересечения нитей окуляра, при вращении столика перемещаться не будет. Для центрировки, двигая шлиф руками, ставим в точку пересечения нитей зерно небольшого размера (положение 1). Затем поворачиваем столик микроскопа приблизительно на 180°; при этом зерно перемещается в точку 2. Из этого положения вращением двух центрировочных ключей, одетых на центрировочные винты объектива, добиваемся того, чтобы зерно переместилось на половину расстояния к центру (точка 3).

Далее, двигая шлиф руками, снова ставим зерно в точку пересечения нитей окуляра (точка 1). Поворачивая столик микроскопа, наблюдаем за зерном. Если оно уходит из точки пересечения нитей, то центрировку продолжают тем же способом, что описан выше.

Кроме перечисленных проверок каждому исследователю надлежит усвоить, что микроскоп всегда должен стоять так, чтобы было удобно работать. В микроскоп с монокулярной насадкой (МИН-8 и некоторые ПОЛАМы) смотрят одним глазом, но второй не должен быть закрыт или прищурен. Начинаящим петрографам можно рекомендовать закрывать второй глаз рукой или надевать шиток из картона на верхнюю часть тубуса.

## Глава 2. Исследование минералов без анализатора

С помощью поляризационного микроскопа изучают только прозрачные минералы. Оптические свойства минерала определяют по совокупности его свойств в различных разрезах этого минерала.

Начинают изучение с определения количества минералов, находящихся в данном шлифе. Количество минералов обычно при одном поляризаторе по окраске минерала, ограничению кристаллов, наличию или отсутствию спайности, по относительным показателям преломления, присутствию включений и продуктов изменения.

### 2.1. Окраска минералов

В проходящем свете минералы разделяют на бесцветные и окрашенные. В некоторых случаях минералы меняют окраску при вращении столика микроскопа. Это свойство называется плеохроизмом и связано с различным поглощением лучей разных длин волн в зависимости от направления в кристалле. При определении количества окрашенных минералов следует помнить о возможном наличии у них плеохроизма и об отсутствии плеохроизма в круговых сечениях кристаллов.

### 2.2. Форма зерен, ограничения

Способность минерала сохранять свои кристаллографические очертания зависит от условий кристаллизации и ряда других причин. Изучение форм развития зерен различных минералов и соотношения их друг с другом помогает выяснить последовательность выделения минералов в процессе кристаллизации. Это и представляет главную цель петрографических исследований. В породах минералы не всегда обладают хорошей кристаллографической огранкой, так как они растут в стесненных условиях и нередко одновременно с соседними зернами. Чтобы судить о форме развития минерала, нужно сопоставить наблюдения над различными его сечениями в шлифе. В благоприятных условиях минерал образует кристаллы, которые обладают правильными, присущими только данному минералу, очертаниями, зависящими от его кристаллографических особенностей.

Пироксены, например, образуют короткопризматические кристаллы, которые в шлифе имеют восьмиугольные, близкие к квадратным, или таблитчатые сечения; для кристаллов биотита характерен пластинчатый облик, а в шлифах они имеют шестигонную или призматическую форму. Такие кристаллы называются **идiomорфными** (греч. *idios*-своеобразный, присущий самому себе, *морфе*-форма).

Если кристаллы в процессе роста приобретают свою характерную форму только частично, они называются **гипидiomорфными** (греч. *hupo*-частично, относительно).

В тех случаях, когда кристаллы не имеют правильных кристаллографических очертаний, они называются **ксеноморфными** (греч. *xenos*-чужой).

Степень идиоморфизма минералов в кристаллических породах позволяет судить о последовательности их выделения: минералы с идиоморфными очертаниями образовались первыми, а минералы, кристаллы которых ксеноморфны – последними.

В шлифах наиболее часто встречаются зерна изометрической, таблитчатой, призматической формы, реже – шестоватой, игольчатой и волокнистой.

Характер ограничения минерала зависит от показателей преломления минералов: чем больше разница в показателях преломления соседних минералов, тем более резкими будут казаться их ограничения.

Характерными структурами гипабиссальных пород, отличными от структур абиссальных разностей, являются пегматитовая, пойкилитовая и диабазовая.

При изучении магматических пород под микроскопом одновременно проводится определение структуры, по которой судят об условиях образования, и минералогического состава. Последний в первую очередь зависит от химического состава того магматического расплава, из которого образовалась данная порода.

Минералы, входящие в состав изверженных горных пород, делятся на две группы – главные и второстепенные.

Главными, или породообразующими, минералами называются те, которые принимают значительное участие в составе породы, например, кварц в гранитах, оливин в перидотитах и т.д.

Второстепенные минералы составляют менее 5% породы, иногда до 10%. К второстепенным минералам относятся так называемые аксессуарные минералы. Они обычно содержатся в небольших количествах (1-2%), но являются характерными для той или другой группы пород. Таковы циркон и ортит в гранитах, титанит в сенинтах, хромит в дунитах и т.д.

Помимо главных и второстепенных минералов, в породах выделяют группу вторичных минералов, которые образовались за счет разложения, изменения, перекристаллизации минералов первых двух групп. Так плагноклазы, выкристаллизовавшиеся из расплава, позднее могут замещаться каолинитом, серицитом, иногда кальцитом и другими минералами; роговая обманка, входящая как породообразующий минерал в гранодиориты, диориты и некоторые другие породы, замещается хлоритом и кальцитом. При определении названия породы по классификационным схемам принимают во внимание только состав породообразующих минералов.

Петрографическая характеристика породы включает в себя изучение ее текстурных особенностей. Текстура породы определяется взаимным расположением минералов в пространстве и способом заполнения пространства. По взаимному расположению минералов выделяют однородные или массивные, такситовые (неоднородные), направленные (линейные, полосчатые, трахитоидные, флюидальные). Способ заполнения пространства характеризуют компактные, пористые и миндалекаменные текстуры. Обычно текстуру породы определяют в штуфе.

### 7.2. Определение главных типов магматических пород

Определение породы начинают с установления ее структуры и отнесению к интрузивной, гипабиссальной или вулканической. Затем по соотношению главных породообразующих минералов определяют классификационную группу породы. Можно рекомендовать такую последовательность определения.

Установить главные породообразующие силикатные (бесцветные в шлифе) и фемические (темноцветные) минералы. Если порода содержит полевые шпаты (плагноклазы и кали-шпат) можно воспользоваться таблицей 8 для определения породы. Порода может состоять только из фемических минералов, это гипербазиты или ультрамафиты, их разновидности представлены в таблице 9.

Таким образом, по характеру структуры можно судить об условиях образования породы, т.е. определить, относится ли она к эффузивным, абиссальным или гипабиссальным разностям.

Абиссальные породы образуются при кристаллизации магматического расплава на глубине, в условиях больших температур и давления, незначительной разницы в температуре магмы и окружающей среды. Вследствие этого процесс остывания протекает медленно, постепенно и вся масса силикатного расплава полностью раскристаллизовывается. Образовавшиеся породы имеют полнокристаллическое строение, они равномернозернистые и крупнозернистые. Эти признаки являются общими для структур абиссальных пород. Выделяемые среди них разновидности различаются по степени идиоморфизма минералов, слагающих породу. Наиболее часто встречающиеся полнокристаллические структуры представлены в таблице 6.

Эффузивные породы образуются из магматического расплава, излившееся на поверхность земли.

Кристаллизация магмы при этом происходит в две фазы: первая – начальная стадия кристаллизации, при относительно медленном остывании расплава на глубине и при перемещении его в верхние части земной коры; вторая – при быстром остывании в процессе излияния магмы на поверхность.

В первую фазу образуется небольшое количество крупных и хорошо ограненных кристаллов некоторых минералов, называемых вкрапленниками.

Резкое понижение температуры и давления во вторую фазу кристаллизации приводит к образованию либо большого числа мелких (<0,1 мм) кристалликов – микролитов и небольшого количества нераскристаллизованного вулканического стекла, составляющих основную массу породы, либо к обратному соотношению микролитов и стекла. Таким образом, структуры эффузивных пород характеризуются следующими общими признаками: неполнокристаллические, неравномернозернистые, с крупными кристаллами-вкрапленниками и мелкозернистой или стекловатой основной массой. Они получили название порфировых структур. Под микроскопом структуры эффузивных пород отличаются друг от друга строением основной массы, на фоне которой располагается то или иное количество вкрапленников.

Главнейшими структурами эффузивных пород являются структуры, указанные в таблице 7.

В гипабиссальных породах, подобно эффузивным, обычно выделяются две составные части: крупные, более или менее идиоморфные кристаллы-вкрапленники и полнокристаллическая основная масса мелко- или среднекристаллического строения. Такой тип структур получил название порфировидных. Однако среди гипабиссальных разностей встречаются и такие, в которых вкрапленники отсутствуют. В этом случае породы имеют равномернозернистое строение и сложены мелкими или средними по размеру кристаллами.

Наименование разновидностей структур гипабиссальных пород определяется строением основной массы и аналогично структурам абиссальных пород, но с приставкой микро: например, микрогранитовая, микрогаббровая и т.д.

### 2.3. Спайность

Спайность – свойство кристаллов раскалываться при ударе или давлении по определенным направлениям. В зернах минералов, обладающих спайностью, наблюдается система параллельных трещин, хорошо заметная под микроскопом. Они проявляются тем отчетливее, чем выше степень совершенства спайности.

При микроскопическом изучении обычно различают минералы с совершенной и несовершенной спайностью. В зернах минералов, обладающих совершенной спайностью, наблюдаются тонкие, четкие трещины, протягивающиеся параллельно друг другу в большинстве случаев через все зерно. У минералов с несовершенной спайностью трещины прерывисты, иногда извилисты и не всегда строго параллельны. Однако единое направление трещин выдерживается отчетливо. Если минерал спайностью не обладает, то трещины либо отсутствуют совсем, либо располагаются беспорядочно.

Трещины спайности могут проходить в одном направлении (слюды), в двух (минералы группы полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и другие), в трех (кальцит, доломит, галит и некоторые другие минералы), в четырех (флюорит), и в шести направлениях (сфалерит).

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, одним из диагностических признаков является величина угла между трещинами (угол спайности). Особенно важно его определение для минералов группы амфиболов и пироксенов, сходных между собой по ряду других оптических констант и резко отличающихся по величине угла спайности. У первых он составляет  $56^\circ$ , а у вторых  $87^\circ$ .

При изучении спайности под микроскопом необходимо помнить, что вследствие беспорядочного расположения кристаллов в шлифе она заметна не во всех зернах, а у минералов со спайностью в двух направлениях гораздо чаще наблюдаются зерна с трещинами, проходящими только в одном направлении. Поэтому для полной характеристики спайности минерала надо обязательно просматривать все его зерна в исследуемом шлифе.

Порядок проведения работы

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка).

2. Просмотреть шлиф с исследуемым минералом и отметить наличие или отсутствие спайности, степень ее совершенства и число направлений трещин спайности.

3. Для минералов со спайностью в двух и более направлениях определить угол спайности. Найти зерно с хорошо выраженными наиболее тонкими и четкими трещинами спайности и поставить его в центр креста нитей. Вращая столик микроскопа, совместить одну систему трещин с нитью окуляра и сделать отсчет по нониусу.

Повернуть столик микроскопа до совмещения с той же нитью окуляра второй системы трещин спайности. Сделать второй отсчет. Разница отсчетов даст величину угла спайности.

Анизотропные минералы с высоким показателем преломления (VII группа)

Минерал	Цвет	Форма развития	Сингония	Спайность	Ng - Np	Оптический знак
Циркон	Бесцветный или слабо-коричневатый	Призматические кристаллы, мелкие включения в других минералах	Тетрагональная	Несоверш., 110	0,044-0,063	Ne=Ng
Касситерит	Коричневый, буроватый, окраска часто неравномерная	Короткопризматические древовидные зерна. Часты двойники	Тетрагональная	Несоверш.	0,097-0,107	Ne=Ng
Шеллит	Бесцветный	Короткопризматические, изометрические зерна	Тетрагональная	Несоверш., 110	0,017	Ne=Ng
Рутил	Коричневый, плеохроизм слабый	Кристаллы, неправильные зерна, иголки. Колеччатые двойники	Тетрагональная	Несоверш.	0,290	Ne=Ng
Моноцит	От бесцветного до коричневатого	Неправильные и таблитчатые зерна	Моноклиная	001 соверш., 100 ясная	0,045-0,055	+2V=6-19°
Сфен	Бесцветный, красноватый, буроватый	Ромбовидные и клиновидные зерна, оторочки	Моноклиная	Несоверш., 110	0,091-0,140	г>v, +2V=20-30°

#### 2.4. Показатели преломления

Показатель преломления является одним из важнейших диагностических признаков минералов. Определение его проводится несколькими методами с различной степенью точности (рефрактометр, метод иммерсионных жидкостей и др.).

Наиболее простым и доступным способом определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа является метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна (1,535). У зерен минералов с показателем преломления, отличающимся от показателя преломления канадского бальзама, наблюдается так называемая полоска или линия Бекке, рельеф и шагрень, по характеру которых и определяется показатель преломления минерала.

**Полоска Бекке.** На границе минерала с канадским бальзамом при разнице показателей преломления в 0,001 и более появляется тонкая светлая полоска - линия Бекке, повторяющая контуры зерна. При подъеме и опускании столика микроскопа линия Бекке перемещается. Необходимо твердо запомнить следующее: при увеличении расстояния между шлифом и объективом (опускании столика микроскопа) линия Бекке перемещается в сторону вещества с большим показателем преломления, а при уменьшении - в сторону вещества с меньшим показателем преломления.

Наблюдая за перемещением линии Бекке, можно определить больше или меньше показатель преломления минерала показателя преломления канадского бальзама, т. е. разделить все минералы по величине показателя преломления.

**Рельеф.** Если разница показателей преломления минерала и канадского бальзама составляет 0,02 и больше, то зерна зрительно становятся выпуклыми, кажутся выступающими из плоскости шлифа. Они, как принято говорить, имеют рельеф. Объяснить это явление можно тем, что зерна минералов играют роль как бы собирающих линз (световые лучи всегда отклоняются в сторону среды с большим показателем преломления), поэтому они лучше освещены и кажутся нам расположенными к глазу ближе, чем окружающая среда.

Степень проявления рельефа - слабый, средний, сильный, резкий - зависит от того, насколько отличается показатель преломления минерала от показателя преломления канадского бальзама.

**Шагрень.** При изготовлении шлифа его нижняя и верхняя поверхности шлифуются и всегда имеют микроскопические неровности, заполненные канадским бальзамом. У минералов с показателем преломления, близким к 1,54, эти неровности не заметны, так как световые лучи в этом случае на границе минерала - канадский бальзам почти не испытывают отклонения от первоначального направления и поверхность зерен освещается равномерно.

Если показатель минерала значительно (на 0,02 и больше) отличается от показателя преломления канадского бальзама, то неровности на поверхности зерна становятся заметнее, и она кажется шероховатой. Это объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения световых лучей. Поверхность таких зерен напоминает поверхность ватманской бумаги или шагреновой кожи, поэтому это явление получило название шагрени.

## Глава 7. Изучение магматических горных пород

### 7.1. Определение главных структур магматических пород

Магматические породы разделяются на два класса – эффузивные или вулканические (излившиеся на поверхность), и интрузивные или plutonic, кристаллизующиеся внутри земной коры. Интрузивные породы в свою очередь делятся на глубинные, или абиссальные, и полуглубинные (дайковые) или гипабиссальные. Породы каждого из классов характеризуются определенным типом структур.

Под структурой понимается строение породы, которое определяется:

- степенью раскристаллизации – полная, частичная, наличие вулканического стекла;
- зернистостью: породы разделяются на крупнокристаллические с величиной зерен минералов от 5 до 10 мм, среднекристаллические – размер зерен колеблется в пределах от 1 до 5 мм, и мелкокристаллические, с величиной кристаллов менее 1 мм;
- относительными размерами зерен – разнотельные, равномерно-зернистые;
- формой зерен минералов и соотношением их между собой по степени идиоморфизма.

Структура породы зависит от условий, в которых протекает процесс кристаллизации магмы: температура магматического расплава и окружающей среды, давления химического состава магмы, глубины ее залегания в земной коре и т.д.

Таблица 4

Анизотропные окрашенные минералы			
Группа по В. Н. Лодочникову	Характер дупреломления		
	Слабое	Среднее	Сильное
I (1,41-1,47)	-	-	-
II (1,535 - 1,545)	-	-	-
III (1,535 - 1,545)	<b>Серпентины</b> - слабо-зеленоватые, чаще без плеохроизма		-
IV (1,55 - 1,60)	<b>Хлориты</b> - зеленые, аномальная инт.окр., I=(±), схема абсорбции меняется, 2V малый	-	<b>Биотит</b> - сп. весьма совершенная, коричнево-красно-коричневый, темно-зеленый, Ng~Nm>Np, I=(+), -2V=0-10° <b>Флогопит</b> - светлый, буровато-зеленый, I=(+), 2V=0-10°
V (1,61 - 1,66)	-	<b>Турмалины</b> - отдельность перпендикулярно I, бледно-желтые, коричневые, оливково-коричневые, сине-серые, сине-зеленые, нередко зональные, Ng>>Np, I=(-), Ne=Np <b>Актинолит</b> - < сп. 56°, светло-зеленый или синевато-зеленый, Ng>Nm>Np, c: Ng=11-17°, 2V=75-85°	
VI (1,66 - 1,78)	<b>Арфведсонит</b> - < сп. 56°, сине-зеленый, Ng>>Np>>Nm, c: Np=14-20°, сильная дисперсия осей индикатрисы	<b>Обыкновенная роговая обманка</b> - < сп. 56°, зеленая, коричнево-зеленая, сине-зеленая, Ng>Nm>Np, c: Ng=15-22°, -2V=63-87°	
	<b>Рибекит</b> - < сп. 56°, темно-синий, Np>>Nm>>Ng, c: Np=0-5°, -2V большой <b>Гастингсит</b> - < сп. 56°, темно-зеленый, Ng>Nm>Np, c: Ng=12-15°, 2V малый	<b>Баркевикит</b> - < сп. 56°, красновато-коричневый, Ng>Nm>Np, c: Ng=10-18°, -2V=40-53° <b>Гиперстен</b> - < сп. 89°, по Ng - светло-зеленый, по Np - розоватый, I=(+), -2V=55-70°	<b>Эгирин</b> - < сп. 87°, зеленый, Np>Nm>Ng, c: Np=0-8°, -2V=60-70° <b>Эгирин-авгит</b> - < сп. 87°, светло-зеленый, c: Ng=54-85°, +2V=70-80° <b>Титан-авгит</b> - < сп. 87°, фиолетово-коричневый, c: Ng=32-55°, +2V=45-60°, r>v

Таблица 1

## Разделение породообразующих минералов по показателям преломления (группы по В. Н. Лодочникову)

Группа Лодочникова		Направление движения полоски Бекке (при увеличении расстоянии между объективом и препаратом)	Шагрень	Рельеф	Примеры минералов
I	1,41-1,47	на канадский балъзам	отчетливая	низкий отрицательный	флюорит, опал
II	1,47-1,53	на канадский балъзам	заметная	низкий отрицательный	ортоклаз, микроклин
III	1,535-1,54	отсутствует или видна очень плохо	отсутствует	не заметен	олитоклаз, нефелин
IV	1,54-1,60	на минерал	слабозаметная	низкий положительный	кварц, слюда
V	1,61-1,66	на минерал	ясная	средний положительный	апатит, амфибол
VI	1,66-1,78	на минерал	резкая	высокий положительный	пироксен, оливин
VII	>1,78	на минерал, нечеткая	очень резкая	очень высокий положительный	циркон, гранат

Подобно тому, как рельеф зерен меняется в зависимости от показателей преломления, так и шагрень появляется тем резче и заметнее, чем больше показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского балъзама.

Наблюдения за поведением линии Бекке, интенсивностью рельефа и шагрени следует проводить при частично закрытой диафрагме и опущенной осветительной системе: последнее необходимо для получения потока параллельных световых лучей.

## Порядок проведения работы

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка).
2. Найти зерно определяемого минерала на границе с канадским балъзамом (обычно на краю шлифа).
3. Пригласить свет или частично прикрыть диафрагму.
4. Поднимая и опуская столик микроскопа, наблюдать линию Бекке и отметить направление ее движения.
5. Определить интенсивность шагрени и рельефа.
6. С помощью таблицы 1 определить группу Лодочникова и величину показателя преломления минерала.

## 2.5. Включения и продукты изменения

В минералах встречаются твердые, жидкие и газообразные включения. Часто они настолько мелки, что для их диагностики потребуются специальные

исследования. При изучении включений следует обращать внимание на их расположения в пределах зерна. Иногда это является диагностическим признаком. Так, в кристаллах лейцита включения нередко располагаются согласно с их контурами. Твердые включения отличаются четким идиоморфизмом, например, апатит или циркон в биотите; для жидких – характерны неправильные очертания и относительно тонкие контуры, а газообразные включения чаще всего имеют форму пузырьков с грубыми контурами.

Изучение продуктов изменения минерала нередко помогает отличить один минерал от другого. Например, плагиоклазы, в которых плохо выражены спайность и двойники, отличаются от кварца наличием в них продуктов изменения, серицита и сосюрита.

### Глава 3. Исследование минералов в скрещенных николях

#### 3.1. Определение силы двупреломления

Луч света, проходящий через пластинку анизотропного минерала (кристаллы средних и низших сингоний), разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяющиеся с различными скоростями, и колеблющиеся во взаимно-перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления или двупреломления.

Силой двойного лучепреломления ( $\Delta$ ) называется величина, показывающая, насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого:

$$\Delta = n_1 - n_2,$$

где  $n_1$ , и  $n_2$  – величины показателей преломления.

Сила двойного лучепреломления – величина переменная. Она изменяется от нуля, когда луч направлен по оптической оси кристалла, до какого-то максимума, когда луч направлен перпендикулярно к оптической оси (в одноосных кристаллах) или к плоскости оптических осей (в двuosных кристаллах). За истинную величину силы двойного лучепреломления принимают ее максимальное значение:

$$\Delta_{\max} = n_g - n_p,$$

где  $n_g$  – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а  $n_p$  – наименьший.

Определение силы двупреломления минералов основано на изучении явления интерференции световых волн, проходящих через кристалл в шлифе.

Выше было сказано, что луч света, входя в кристалл, раздваивается, и каждая из образовавшихся световых волн распространяется в кристалле со своей скоростью. В результате один луч обгоняет другой и между ними возникает разность хода ( $R$ ). Величина разности хода измеряется в миллимикронах и прямо пропорциональна длине пути, пройденного в анизотропной среде, то есть толщине кристаллической пластинки –  $d$  (в нашем случае толщина шлифа) и силе двойного лучепреломления данного кристалла.

Анизотропные бесцветные минералы

Группа по В. Н. Лодчикову	Характер двупреломления				Очень сильное
	Очень слабое	Слабое	Среднее	Сильное	
I (1.41-1.47)	-	-	-	-	-
II (1.535 - 1.545)	-	Калиевые полевые шпаты - < сп. 86°, двойники, пертитоые вроссты, 2V=30-84° Целоциты - часто волокнистые, сп.соверш., 2V и знак меняются	Плаггиоклазы - < сп. 86°, двойники полисинтетические	Канкринит - сп. ясная, I(+), Ne=Np	Кристаллы - оп. окр.
III (1.535 - 1.545)	Нефелин - сп. плохая, Ne=Np	Серпентины - волокнистые, пластинчатые, I(+), 2V и знак меняются		-	
IV (1.55 - 1.60)	-	Кварц - сп. нет, Ne=Ng Кордирит - сп. ясная, секториальные двойники, плоскодвойники, 2V=45-80° Хлориты - весьма совершенная сп., аномальная инт. окр. I(+), 2V малый, (+), полисинтетич. двойники	Плаггиоклазы - < сп. 86°, двойники полисинтетические	Силоптиты - < сп. 90°, I(+), Ne=Np	Кристаллы - оп. окр.
V (1.61 - 1.66)	Апатит - вытянутые зерна, шестиугольные, сп. плохая, I(+), Ne=Np Мелилит - сп. ясная, аномальные инт. окр. I(+), Ne=Np или Ne=Ng Заданлит, эрколит - розоватые, сп. ясная, зональные, структура песочных часов, Ne=Ng, Ne=Np	Турмалины - отдельность перпендикулярна I, I(+), Ne=Np Тремолит - < сп. 56°, с Ng=11-17°, 2V=74-85° Хрумитомит - < сп. 56°, с Ng=10-20°, полисинтетич. двойники +2V=80-90° Преинт - < сп. 80°, I(+), +2V=65-69°, части радиально-лучистые агрегаты Волластонит - < сп. 84° по 100 и 001, I(+), 2V=36-42°		Флогопит - весьма совершенная сп., I(+), 2V=3-10° Мусковит - весьма совершенная сп., оптическое погасание, I(+), 2V=35-50° Тальк - весьма совершенная сп., оптическое погасание, I(+), 2V=0-35°	
VI (1.66 - 1.78)	Везувиан - сп. плохая, аномальная инт. окр. чаще Ne=Np	Корунд - отдельность, < сп. 84°, I(+), голубоватый, Ne=Np Цинцит - сп.соверш., 2V до 50°, у клинозокиста =65-90° Ромбические пироксены - до 45°	Плаггиоклазы - < сп. 86°, двойники полисинтетические	Дистен - < сп. 78°, I(+), с Ng=49°, +2V=40-70° Нг до 32°, 2V=80-82° 90°	Моноклинные пироксены - < сп. 88°, с Ng=38-49°, +2V=40-70° Эпидот - сп.соверш., яркая инт. окр., погасание ковое, I(+), 2V=65-90°
VII (>1.78)	-	-		Силлиманит - сп.соверш., I(+), +2V=21-31°	Оптические - сп. окр., триретиноватость, погасание прямое, 2V от +45 до 47°

Таблица 2

## Изотропные минералы

Группа по В. Н. Лодочникову	Минералы	
I (1,41-1,47)	<b>Опал</b> - колоидные и натечные формы, бесцветный, желтоватый или красноватый от гидроокислов железа <b>Флюорит</b> - зерна, агрегаты, сп. совершенная, характерный < сп. 73°, бесцветный, синий, фиолетовый, окраска пятнами	
II (1,535 - 1,545)	<b>Лейцит</b> - изометрические, восьмигранные зерна, закономерные включения, сп. плохая, паркетная структура (двойники). <b>Содалит</b> - неправильные зерна, сп. ясная, < сп. 90° <b>Нозеан</b> - "корродированные" кристаллы, коричневатая кайма, < сп. 90° <b>Гаюин</b> - "корродированные" кристаллы, голубоватая кайма, < сп. 90° <b>Лазурит</b> - неправильные зерна, ярко-голубой. <b>Анальцим</b> - неправильные зерна, сп. ясная, бесцветный, аномальное двупреломление	Кислые <b>вулканические стекла</b> - бесцветные (кислые), коричневатые до очень темных (основные), включения микролитов и вкрапленников, флюидалность, перлитовые трещинки.
III (1,535 - 1,545) IV (1,55 - 1,60)		Основные <b>вулканические стекла</b>
V (1,61 - 1,66) VI (1,66 - 1,78)	-	
VII (>1,78)	<b>Гранаты</b> - изометрические, пяти-, шестиугольные зерна, нередко много включений, бесцветные, желтоватые, розоватые, коричневые, иногда зональные, двупреломляющие. <b>Шпинели</b> - неправильные, треугольные, четырехугольные зерна, зеленоватые, зеленые, коричневые, реже бесцветные, иногда сп. ясная. <b>Хромит</b> - неправильные зерна, темный красновато-коричневый, почти непрозрачный	

Наличие определенной разности хода при прохождении лучей света через анализатор обуславливает их интерференцию, вследствие чего зерна минералов при изучении их под микроскопом в белом свете приобретают интерференционные окраски. При этом каждому значению разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Следовательно, по характеру интерференционной окраски можно определить разность хода  $R$ , которая в свою очередь связана с искомой силой двупреломления. В конечном итоге определение силы двупреломления минерала сводится к определению интерференционной окраски.

При определении силы двойного лучепреломления минералов используют таблицей Мишель-Леви.

На этой таблице внизу по горизонтали отложены значения разности хода (в миллимикронах), каждому из которых отвечает определенная интерференционная окраска. При увеличении  $R$  цвета периодически повторяются. Это позволяет разбить их на порядки.

В 1-ый порядок входят цвета: серый, белый, желтый, оранжевый и красный, постепенно переходящие друг в друга; 2-ой и 3-ий порядки начинаются с фиолетового цвета, далее следуют синий, зеленый, желтый, оранжевый и красный. При сравнении интерференционных окрасок первых трех порядков видно, что в 1-ом порядке имеются отсутствующие в других порядках серый и белый цвета, но нет синего и зеленого.

В 1-ом и 2-ом порядках оттенки цветов выражены наиболее резко. Дальше окраски постепенно бледнеют и при очень больших разностях хода все цвета сливаются и образуют интерференционную окраску белую высшего порядка.

Слева по вертикали на таблице Мишель-Леви отложена толщина шлифа. Из нижнего левого угла таблицы веерообразно вверх и вправо расходятся прямые линии, на концах которых указаны значения силы двойного лучепреломления.

Для практического определения силы двойного лучепреломления необходимо под микроскопом найти наивысшую интерференционную окраску минерала и точку пересечения ее на таблице Мишель-Леви с горизонтальной линией, соответствующей толщине шлифа 0,03 мм. Через эту точку проходит одна из веерообразно расходящихся линий, на верхнем конце которой и указана искомая величина  $\Delta n_g - n_p$ .

При изучении интерференционной окраски минерала необходимо уметь определять ее порядок. Для этого пользуются так называемым правилом каемок: по периферии зерна наблюдается серия цветных каемок, последовательно повторяющая цвета таблицы Мишель-Леви.

Причина появления цветных каемок заключается в том, что зерна минералов в шлифе только в центральной своей части имеют толщину 0,03 мм, к периферии их толщина уменьшается, а, следовательно, в том же направлении уменьшается и разность хода. Это приводит к смене интерференционных окрасок от наиболее высоких в центральной части зерна к низким в краевых частях. Количество наблюдаемых каемок соответствует количеству цветных полос таблицы Мишель-Леви, расположенных влево от интерференционной окраски

центральной части зерна. Например, если в центральной части зерно имеет окраску синюю 2-го порядка, то от края к центру будут последовательно наблюдаться – серая, белая, желтая, красная и фиолетовая каемки. Если же в зерне наблюдается окраска синяя 3-го порядка, то от краев к центру располагаются серая, белая, желтая, красная каемки 1-го порядка, далее – фиолетовая, синяя, зеленая, желтая, красная 2-го порядка и фиолетовая 3-го порядка. Просматривая одну за другой интерференционные каемки, начиная от края зерна к центру и прослеживая их по таблице Мишель-Леви слева направо, мы устанавливаем окраску и ее порядок, соответствующий данному разрезу минерала в его наиболее толстой части.

Необходимо иметь в виду, что иногда толщина зерна в шлифе увеличивается не постепенно, а резко. Это приводит к выпадению некоторых цветных каемок. Однако целый порядок практически никогда не отсутствует. Ориентируясь на оставшиеся интерференционные каемки, можно всегда правильно определить порядок окраски центральной части зерна.

Интерференционные окраски в зернах бесцветных минералов наблюдаются отчетливо. В определении интерференционной окраски (особенно в пределах 1-го порядка) у цветных минералов может возникнуть трудность. Хотя собственная окраска минерала и не влияет на высоту интерференционной окраски, но, просвечивая через эту окраску, она как бы загрязняет ее. Об этом необходимо помнить в случае изучения интенсивно окрашенных минералов.

Чтобы не принять низкие окраски за высокие, нужно при работе с окрашенными минералами обращать внимание на следующие признаки низкой окраски:

- 1) зерно имеет одинаковую окраску при одном и при двух николях;
- 2) в краевых частях, где толщина зерна минимальна, наблюдается темно-серая каемка; цветные каемки более высоких окрасок отсутствуют;
- 3) в отличие от ярких, и чистых интерференционных окрасок более высоких порядков, зерно окрашено в более тусклые тона.

Для определения порядка интерференционной окраски минерала можно использовать кварцевый клин – один из компенсаторов, прилагающихся к микроскопу. Кварцевый клин сделан из пластины кварца, толщина которой увеличивается постепенно. Компенсатор вводится в прорезь микроскопа тонким концом вперед, при этом наблюдают за изменением интерференционной окраски минерала. В какой-то момент зерно станет темно-серым, это и есть компенсация, означающая, что интерференционная окраска клина соответствует интерференционной окраске кристалла. Если компенсации нет, а цвета сменяются последовательно, то либо оси в клине (они подписаны) и в кристалле совпадают, и тогда нужно повернуть столик на  $90^\circ$  и повторить ввод клина, либо у минерала очень большое двупреломление и длины клина просто не хватает для компенсации.

Порядок проведения работы

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка).
2. Включить анализатор и проверить скрещенность николей.

11. Сила двупреломления. Иногда бывает достаточно приблизительно определить силу двупреломления минерала, как низкую (максимальный цвет интерференции – белый первого порядка), среднюю (максимальный цвет интерференции – оранжевый первого порядка), высокую (яркие цвета интерференции) или очень высокую (перламутровые цвета интерференции). Для точного определения силы двупреломления необходимо найти значение силы двупреломления по таблице Мишель-Леви.

12. Угол погасания, оптическая ориентировка и знак удлинения.

В зернах с минимальной интерференционной окраской (темно-серая или серая первого порядка) определяют оптическую ось, знак и примерную величину угла  $2V$ .

Данные проведенного исследования морфологических особенностей минерала и его оптические константы позволяют отнести минерал к той или другой группе и определить его название. Для этого сначала можно воспользоваться таблицами, приведенными в данной работе (таблицы 2, 3, 4, 5), а затем справиться по определителю или учебному пособию, в котором приведены подробные описания оптических свойств минералов (Трегер, 1958; Винчелл, 1949 и др.).

## **Глава 6. Определение размеров минеральных зерен и методы количественно-минералогических подсчетов**

Для определения размеров кристаллов используется микрометрическая линейка, имеющаяся в окуляре. Для того, чтобы вычислить цену одного деления микрометрической линейки, нужно воспользоваться объект-микрометром, прилагающимся к микроскопу. Он представляет собой специальную линейку длиной 1 мм. Поместив объект-микрометр на столик микроскопа, определяем, сколько делений окуляр-микрометра совпадают с этой линейкой (или ее частью) при данном объективе. Измеряется длина и ширина самых мелких и самых крупных зерен, а также размеры преобладающих зерен.

Количественные соотношения минералов в породе делают при описании каждого шлифа. Они необходимы для правильного определения названия породы и выяснения закономерностей изменения состава. Визуальное определение состава породы при некотором навыке дает довольно точные и очень быстрые результаты, которые необходимы в повседневной петрографической практике. Подсчеты под микроскопом производят попутно с петрографическим описанием породы. Сущность подсчета заключается в оценке той части поля зрения, которую занимает данный минерал. Крест нитей окуляра делит поле зрения на четыре равные части. Каждая четверть поля зрения составляет 25% площади шлифа. Например, если минерал занимает примерно половину этой четверти, то содержание его будет 12,5%. Полученные в одном поле зрения количественные соотношения записывают и, передвигая шлиф рукой, подсчитывают соотношения минералов в остальных полях зрения по всей площади шлифа. Из общих данных вычисляют среднее арифметическое.

4. Характеристика включений. Отмечается наличие или отсутствие включений, их количество, распределение, состав (твердые, жидкие, газообразные).

5. Описание продуктов разрушения минерала:

- 1) наличие или отсутствие;
- 2) количество продуктов разрушения;
- 3) минералогический состав;
- 4) характер процесса разрушения – по краям зерна, по трещинам или по всему зерну.

6. Спайность минерала:

- 1) наличие или отсутствие;
- 2) степень совершенства;
- 3) в скольких направлениях проходят трещины спайности;
- 4) угол спайности.

7. Цвет и плеохроизм минерала:

- 1) окрашен или бесцветен минерал;
- 2) интенсивность окраски;
- 3) равномерность окраски;
- 4) характер плеохроизма, схема поглощения плеохроизма.

8. Определение показателя преломления минерала методом сравнения его с показателем преломления канадского балзама (определение группы Лодочникова).

Перечисленные выше определения проводятся с одним николем, то есть с выключенным анализатором. Дальнейшие определения проводятся при скрещенных николях.

9. Изотропность и анизотропность минерала. Оптически изотропные минералы (кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения) не обладают двойным лучепреломлением ( $n = \text{const}$ ,  $\Delta n = 0$ ) и при вращении столика микроскопа все их зерна остаются темными, погасшими.

Оптически анизотропные минералы (кристаллы средних и низших сингоний) характеризуются наличием двойного лучепреломления ( $\Delta n \neq 0$ ), вследствие чего в скрещенных николях они обладают интерференционной окраской и при вращении столика то просветляются, то гаснут).

Исследование изотропных минералов на этом заканчивается; нижеперечисленные определения касаются только анизотропных минералов.

10. Характер погасания минерала. По характеру погасания можно выделить группу минералов с равномерным погасанием (при вращении столика микроскопа все зерно погасает одновременно) и минералов с неравномерным погасанием (различные части зерна погасают в разное время).

Равномерное погасание бывает прямое, косое и симметричное.

Неравномерное погасание может быть закономерным – простое и сложное двойниковое, зональное и незакономерным – волнистое или облачное, агрегатное, волокнистое и др.

Дальнейшее определение оптических констант проводится в ориентированных разрезах.

В зернах наивысшей интерференционной окраской определяется:

Как известно, в микроскопе имеются два николя - поляризатор и анализатор, которые должны быть установлены таким образом, чтобы плоскости колебания лучей света, проходящих через них, были расположены взаимно-перпендикулярно. Такое положение николей называется скрещенным.

В этом случае при включении анализатора (без установленного на столике шлифа) лучи света не попадают в глаз наблюдателя и поле зрения в окуляре будет совершенно темным.

Если при включении анализатора поле зрения не становится темным, это означает, что николи не скрещены; тогда надо повернуть поляризатор до максимального затемнения поля зрения.

3. Поставить на столик микроскопа шлиф и с включенным анализатором просмотреть все зерна изучаемого минерала. Сравнивая их интерференционную окраску с окрасками таблицы Мишель-Леви, выбрать зерно с наивысшей интерференционной окраской.

4. От положения погасания повернуть столик на  $45^\circ$  в любую сторону до максимального просветления, добиваясь параллельности прорези микроскопа направлениям колебаний в кристалле.

5. Добиться компенсации. Канадский балзам в момент компенсации окрашивается в тот же цвет, что был у минерала до компенсации.

6. Сдвинуть поле зрения на балзам. Медленно вынимать клин, по смене интерференционной окраски на балзаме определить порядок цвета, который был компенсирован.

7. Пользуясь таблицей Мишель-Леви, определить силу двупреломления минерала по зерну с наивысшей интерференционной окраской.

### 3.2. Определение характера погасания и знака удлинения

Определить оптическую ориентировку означает найти положение осей индикатрисы  $N_x$  и  $N_y$  относительно кристаллографических осей ( $x, y, z$ ). Последние совпадают с трещинами спайности, с удлинением зерна или направлением грани.

Практически определение оптической ориентировки сводится к замеру угла между осью индикатрисы и спайностью, или удлинением зерна, который получил название угла погасания. Угол замеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы  $N_x N_y$  или, что то же самое, плоскости оптических осей. Этот разрез характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской.

Как уже отмечалось выше, спайность наблюдается в виде системы параллельных трещин. Положение же осей индикатрисы определяется в момент погасания зерна при изучении его в скрещенных николях. Кристаллы погасают, то есть становятся темными тогда, когда направления осей индикатрисы совпадают с направлением световых колебаний в николях - поляризаторе и анализаторе. При полном повороте столика микроскопа совпадение направлений колебаний в кристалле и в николях, а следовательно, и погасание происходит четыре раза, через каждые  $90^\circ$ .

В правильно отрегулированном микроскопе николи установлены так, что плоскости колебаний пропускаемых ими световых лучей ориентированы параллельно нитям окуляра (это необходимо проверить, приступая к определению оптической ориентировки; порядок проверки приводится ниже). Следовательно, нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей его индикатрисы.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа при двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра. Второй отсчет производят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала  $N_1N_2$ .

Оси индикатрисы в кристаллах средних сингоний, ромбической сингонии и некоторых разрезах моноклинной сингонии совпадают с кристаллографическими осями, то есть спайностью. Угол погасания в таких кристаллах будет равен  $0^\circ$  (или  $90^\circ$ ). Такой тип погасания получил название прямого погасания.

В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями, то есть спайностью. Угол погасания в этом случае не равен  $0^\circ$ , а тип погасания называется косым погасанием.

Помимо положения осей индикатрисы в кристалле, для определения оптической ориентировки необходимо знать их наименование, то есть определить, какая из них является осью  $N_B$ , а какая  $N_P$ . Для этого используют либо клин, либо другой компенсатор – кристаллическую пластинку (слода, гипс или кварц) с известными разностью хода и направлением осей индикатрисы. Обычно применяют кварцевую пластину с разностью хода в 560 мд, вдоль длинной стороны которого располагается ось индикатрисы  $N_B$ , а вдоль короткой –  $N_P$ .

Если при введении пластины в оптическую систему микроскопа оси индикатрисы в нем и в зерне минерала совпадают по направлению и наименованию, то в соответствии с правилом компенсации разность хода компенсатора прибавляется к разности хода минерала, вследствие чего интерференционная окраска зерна повышается (на 560 мд). В случае совпадения разноименных осей индикатрисы, разность хода компенсатора вычитается из разности хода минерала (или наоборот), и интерференционная окраска зерна понижается. У минералов с высоким дупреломлением для определения расположения оптических осей в кристалле удобнее использовать кварцевый клин. При этом следует помнить, что в момент компенсации оси в клине и кристалле не совпадают.

#### Порядок проведения работы

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).
2. Установить нити окуляра параллельно плоскости колебаний поляризатора и анализатора, используя характер плеохроизма биотита (известно, что окраска биотита становится наиболее темной, когда направление световых колебаний совпадает со спайностью). Для этого, выключив анализатор, поставить в точку пересечения нитей окуляра зерно биотита с хорошо выраженными

свой выше белой первого порядка, так как интерференционные фигуры в этом случае получаются неясными, расплывчатыми.

Если подходящего разреза в шлифе нет, приходится все таки пользоваться косыми разрезами. Коноскопическая фигура косога разреза одноосного кристалла в поле зрения при повороте столика появляются изогирь (горизонтальная и вертикальная ветви креста), передвигающиеся параллельно нитям окуляра. В случае двусного кристалла изогирь перемещаются косо по отношению к нитям. Чем больше угол оптических осей, тем более косо располагается балка. Для определения оптического знака можно воспользоваться следующим правилом: если при вращении столика по часовой стрелке вертикальная (или близкая к ней) изогиря уйдет направо, в поле зрения будет третий квадрант. Этим способом определить оптический знак минерала с большим углом  $2V$  нельзя, потому что изогиря будет перемещаться под углом  $45^\circ$  к нитям окуляра.

#### Порядок проведения работы:

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, тщательная центрировка, скрещенность николей).
2. При скрещенных николях с объективом №9 найти зерно определяемого минерала с наиболее низкой интерференционной окраской (темно-серой или серой первого порядка) и поставить его в центр поля зрения.
3. Поднять осветительную систему и включить линзу Лазо.
4. Сменить объектив на №60 и осторожно, только опуская столик микроскопа, чтобы не раздавить шлиф, установить на фокус.
5. Вынуть окуляр, или, не вынимая окуляра, включить линзу Бертрана.
6. Вращая столик микроскопа, наблюдать интерференционную фигуру, по виду которой определить осьность минерала и ориентировку разреза.
7. В двусных минералах по степени изогнутости гипербол или величине максимального расхождения гипербол приблизительно определить угол оптических осей.
8. С помощью компенсатора определить оптический знак минерала.

### Глава 5. Определение пороодообразующих минералов под микроскопом

Приступая к описанию и определению исследуемого минерала, необходимо внимательно просмотреть всю породу в шлифе при одном николе и в скрещенных николях и примерно оценить, из скольких и каких пороодообразующих минералов она состоит. После этого особенности изучаемого минерала отмечаются в следующем порядке:

1. Процентное содержание минерала в породе (приблизительно, без подсчета зерен).
2. Размеры зерен минерала.
3. Характеристика формы зерен минерала.

#### 4.2. Коноскопия двусных кристаллов

Определение осности, величины угла  $2V$  и оптического знака в двусных кристаллах проводятся в следующих ориентированных разрезах:

- разрез, перпендикулярный острой биссектрисе (о.б.);
- разрез, перпендикулярный оптической оси (о.о.).

В первом разрезе в поле зрения наблюдаются две темные ветви гиперболы, располагающиеся симметрично относительно точки выхода острой биссектрисы. При вращении столика микроскопа гиперболы перемещаются; они то сходятся в центре поля зрения, образуя фигуру, напоминающую крест одноосных кристаллов, то расходятся. В момент максимального расхождения гипербол в их вершинах находятся выходы оптических осей.

Величина расхождения гипербол зависит от угла  $2V$ : чем больше этот угол, тем быстрее и дальше расходятся ветви гипербол. Если угол  $2V$  не превышает  $35-40^\circ$ , гиперболы остаются в поле зрения; если этот угол составляет  $45-50^\circ$ , гиперболы расходятся так, что только их вершины располагаются на границе поля зрения. В случаях, когда угол  $2V$  большой ( $50$  и более) – гиперболы при вращении столика микроскопа уходят из поля зрения.

Вокруг точек выхода оптических осей наблюдаются цветные линии (лем-нискаты).

Определение оптического знака проводится с помощью компенсатора (кварцевой пластины). Он вводится в момент, когда плоскость оптических осей совпадает с направлением движения компенсатора. Кристалл считается положительным, если на выпуклой стороне гипербол появляются синие пятна. Если они появляются на вогнутой стороне гипербол – кристалл оптически отрицательный.

В разрезе, перпендикулярном оптической оси, наблюдается одна гипербола, которая при вращении столика микроскопа также будет вращаться, но в обратную сторону. Вокруг выхода оптической оси располагаются кольца интерференционных окрасок, которых тем больше, чем выше двупреломление минерала.

Степень изогнутости гиперболы зависит от величины угла  $2V$  и может быть критерием для определения его относительной величины. Чем сильнее изогнута гипербола, тем меньше угол  $2V$  и наоборот.

Для того, чтобы определить оптический знак минерала в этом разрезе, необходимо повернуть столик микроскопа так, чтобы гипербола располагалась перпендикулярно направлению движения компенсатора. У положительного кристалла синее пятно появится на выпуклой стороне гиперболы, у отрицательного – на вогнутой (рис. 3).

Ориентированные разрезы, используемые для определения оптической осности, знака и относительной величины угла  $2V$ , характеризуются низкими интерференционными окрасками. Разрезы, точно перпендикулярные оптической оси, в скрещенных николях темные и при вращении столика не просветляются. В косом относительно оптической оси разрезе, а также в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, зерно имеет несколько более высокую окраску. Однако не рекомендуется для изучения использовать разрезы с окра-

щечинами спайности. Затем повернуть столик микроскопа до наиболее темной окраски биотита. В этот момент одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности. Если этого не наблюдается, следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпадала с направлением трещин спайности.

3. Поставить на столик микроскопа шлиф с исследуемым минералом и, включив анализатор, найти зерно с четкими трещинами спайности и наиболее высокой интерференционной окраской (в этом сечении лежат оси Ng и Np). Поставить зерно в центр поля зрения.

4. Повернуть столик микроскопа до момента, когда трещины спайности будут параллельны нити окуляра. В таком положении сделать первый отсчет по лимбу столика.

5. Повернуть столик до полного погасания зерна и сделать второй отсчет. Разница отсчетов соответствует величине угла погасания  $\alpha$ .

6. Зарисовать зерно в момент угасания, нанести положение осей индикатрисы (параллельно нитям окуляра) и указать на рисунке величину измеренного угла погасания  $\alpha$ . Зарисовку можно делать с выключенным анализатором, чтобы лучше видеть спайность.

7. Из положения погасания повернуть столик микроскопа по часовой стрелке на  $45^\circ$  (для совмещения осей индикатрисы минерала с осями индикатрисы компенсатора).

8. Ввести кварцевую пластину в специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную над объективом, и наблюдать за изменением интерференционной окраски минерала. В случае ее повышения – в кристалле и компенсаторе совпадают одноименные оси индикатрис и, следовательно, ось индикатрисы минерала, параллельная горизонтальной нити окуляра, является осью Np, в случае же понижения интерференционной окраски – осью Ng (следует помнить, что изменение окраски происходит на величину, соответствующую разности хода компенсатора и равную  $560 \text{ м}\mu$ ).

9. Подписать на зарисовке наименование осей индикатрисы и выразить результаты работы в следующем виде ( $c$  – условное обозначение спайности):  $cNg = \alpha$ ;  $cNp = 90^\circ - \alpha$ .

10. Определить знак удлинения минерала. Удлинение минерала считается положительным, если ближайшей осью индикатрисы по отношению к длинной стороне кристалла или направлению спайности является ось Ng, то есть  $cNg < 45$ , и отрицательным, если этой осью является Np. В последнем случае  $cNg > 45$ .

#### 3.3. Исследование плеохроизма

Плеохроизм называется свойство кристаллов изменять окраску в зависимости от направления световых колебаний, проходящих через них. Он обусловлен различным характером поглощения света по разным направлениям в кристалле.

Плеохроизм отчетливо проявляется при изучении минералов под микроскопом.

Плоскость колебания световых лучей в поляризационном микроскопе остается всегда постоянной. Поворачивая столик микроскопа, мы тем самым изменяем положение зерна минерала относительно этой плоскости. При этом у минералов, обладающих плеохроизмом, наблюдается постепенное изменение окраски.

Плеохроизм у одних минералов выражается в изменении цвета, например: от бледно-зеленого до бледно-розового (гиперстен); у других - в изменении интенсивности окраски, например, от темно-бурого до светло-бурого (базальтическая роговая обманка); у третьих – в изменении и цвета, и интенсивности, например: от темно-коричневого до светло-желтого (биотит).

Для некоторых минералов плеохроизм является важнейшим диагностическим признаком. При исследовании окрашенных минералов необходимо определить окраску минерала по направлениям осей индикатрисы.

Окраску минерала иногда определяют относительно удлинения и различают биотитовую схему абсорбции и турмалиновую. При биотитовой схеме наиболее густая окраска появляется у минерала тогда, когда световые колебания совершаются параллельно удлинению. При турмалиновой схеме наиболее густая окраска наблюдается при световых колебаниях поперек удлинения.

#### Порядок проведения работы

1. Отрегулировать микроскоп (освещение).
2. Установить на столике шлиф с окрашенным минералом.
3. Вращая столик микроскопа, наблюдать за изменением окраски зерен минерала в различных разрезах и отметить интенсивность плеохроизма (резкий, средний, слабый).
4. Для того, чтобы увязать окраску минерала с определенными осями индикатрисы, необходимо выбрать сечение, в котором лежат оси Ng и Np. Это сечение должно обладать наивысшей интерференционной окраской и наиболее резким плеохроизмом. Поставить его на крест нитей.
5. Определить наименование и расположение осей Ng и Np при помощи компенсаторов.
6. Поставить одну из осей индикатрисы параллельно направлению колебаний в поляризаторе (обычно вертикально). Пусть при определении наименования осей была получена компенсация. Тогда в направлении прорези микроскопа в зерне будет расположена ось Ng. Для совмещения оси Ng с направлением колебаний в поляризаторе нужно повернуть столик микроскопа по часовой стрелке до погасания зерна. В этом положении ось Ng будет параллельна вертикальной нити.
7. Выключить анализатор и посмотреть окраску минерала, соответствующую абсорбции по оси Ng. Записывают так: Ng – темно-зеленый.
8. Повернуть столик микроскопа на 90° (до следующего погасания), т.е. совместить с направлением колебаний поляризатора вторую ось индикатрисы – Np. Записать цвет: Np – желтый.
9. Составить схему абсорбции минерала по осям Ng и Np. Например, если окраска по Ng темно-зеленая, а по Np желтая, схему абсорбции записывается

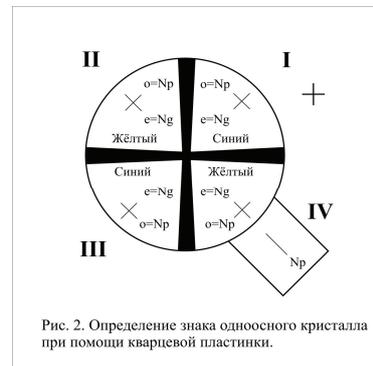


Рис. 2. Определение знака одноосного кристалла при помощи кварцевой пластинки.

Знак минерала определяется по характеру расположения цветowych пятен, которые появляются вблизи перекрестия, при введении компенсатора.

Оптический знак минерала считается положительным, если синие пятна появляются в квадрантах I и III. В отрицательных минералах синие пятна появляются во II и IV квадрантах (рис. 3).

Тип компенсатора	Разрезы, перпендикулярные оптической оси			
	Одноосные минералы		Двуосные минералы	
	+	-	+	-
Кварцевая пластинка (по длине Np)				
Кварцевый клин (по длине Np)				

Рис. 3. Определение оптического знака одноосных и двуосных кристаллов в сечении, перпендикулярном оптической оси. Стрелки указывают направление движения цветных полосок при введении кварцевого клина. С - синий, Ж - жёлтый.

ее принято называть острой биссектрисой; другая ось индикатрисы является биссектрисой тупого угла и называется тупой биссектрисой.

Величина угла оптических осей  $2V$  изменяется в кристаллах от  $0^\circ$  (обе оси сливаются в одну, и мы имеем дело с одноосным кристаллом) до  $90^\circ$ .

Как одноосные, так и двуосные кристаллы делятся на оптически положительные и оптически отрицательные. Оптический знак в одноосных кристаллах принято определять по соотношению показателей преломления обыкновенного ( $n_o$ ) и необыкновенного ( $n_e$ ) лучей. В положительных кристаллах  $n_e > n_o$ , а в отрицательных  $n_e < n_o$ .

В двуосных кристаллах оптический знак определяется по характеру острой биссектрисы: в оптически положительных кристаллах острой биссектрисой является  $Ng$ , а в отрицательных –  $Np$ .

Изучение оптической осности, знака и угла  $2V$  проводится под микроскопом при скрещенных николях (с включенным анализатором), в сходящемся свете, в ориентированных разрезах. При этом наблюдается характерная для каждого разреза так называемая интерференционная или коноскопическая фигура, по виду которой и определяют оптическую осность и величину  $2V$  для двуосных кристаллов. Оптический знак находят с помощью компенсатора.

#### 4.1. Коноскопия одноосных кристаллов

Одноосные кристаллы изучают в разрезе, перпендикулярном или почти перпендикулярном оптической оси.

В разрезе, ориентированном перпендикулярно оптической оси, интерференционная фигура имеет вид темного креста, ветви которого пересекаются в центре поля зрения, то есть в точке выхода оптической оси и совпадают с направлением световых колебаний поляризатора и анализатора. При вращении столика микроскопа крест остается неподвижным (рис. 2).

Если интерференционную фигуру наблюдать в косом разрезе, не точно перпендикулярном оптической оси, то перекрестие будет смещено относительно центра поля зрения микроскопа.

При вращении столика микроскопа ветви креста перемещаются, оставаясь все время параллельными самим себе. Горизонтальная ветвь перемещается снизу вверх или сверху вниз, а вертикальная – справа налево или слева направо.

Ветви креста в одноосных кристаллах располагаются на фоне монохроматических колец, количество которых зависит от силы двойного лучепреломления изучаемого минерала. В минералах, у которых сила двупреломления невелика (не выше 0,012-0,015), видны кольца серой и белой интерференционной окраски первого порядка (кварц, апатит). В минералах с высоким двупреломлением (выше 0,030) например, у биотита или кальцита, наблюдаются кольца интерференционных окрасок, отвечающие нескольким порядкам.

так:  $Ng > Np$ . Это означает, что минерал по оси  $Ng$  окрашен интенсивнее, чем по оси  $Np$ .

10. Для двуосных минералов нужно еще определить интенсивность окраски по оси  $Nm$ . Для этого выбирают сечение минерала с самой низкой интерференционной окраской. Оно и будет круговым сечением индикатрисы, радиусом которого является ось  $Nm$ . Это сечение не имеет плеохроизма. Записывают цвет, и сравнивают с окраской по осям  $Ng$  и  $Np$ . Схема абсорбции двуосного минерала выглядит так:  $Ng > Nm > Np$ . Такую схему называют прямой в отличие от обратной, где  $Np$  больше, чем  $Ng$ .

#### 3.4. Наблюдение двойников

Двойниковое строение минералов четко обнаруживается в скрещенных николях и выражается в том, что зерно кажется состоящим из полосок, гаснущих самостоятельно при вращении столика. Двойники бывают простые и полисинтетические. Простые характерны для пироксенов и калиевых полевых шпатов, а зерно кажется состоящим из двух полосок. Полисинтетические широко развиты у плагиоклазов и кальцита, и выглядят состоящими из многих полосок, которые гаснут через одну, образуя системы двойников. Реже встречаются полисинтетические секториальные двойники, например, у лейциты.

Изучение двойников плагиоклазов необходимо при определении их состава. Плагиоклазы, или известково-натровые полевые шпаты, широко распространены в изверженных, метаморфических горных породах и, кроме того, входят иногда как важная составная часть обломочного материала в осадочные породы. Правильная их диагностика необходима при изучении горных пород.

В химическом отношении плагиоклазы представляют собой непрерывную изоморфную смесь альбитовой –  $Na[AlSi_3O_8]$  и анортитовой молекул –  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ . В зависимости от процентного содержания анортита в составе плагиоклаза различают следующие минеральные виды: альбит содержит 0-10% анортитовой молекулы; олигоклаз 10-30%; андезин 30-50%; лабрадор 50-70%; битовнит 70-90%; анортит 90-100%.

Процентное содержание анортитовой молекулы принято обозначать номером, а все плагиоклазы делят на три группы: кислые – №№1-30 (альбит, олигоклаз), средние – №№30-50 (андезин) и основные – №№50-100 (лабрадор, битовнит и анортит).

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Они образуют таблитчатые и таблитчато-призматические кристаллы. В шлифах разрезы плагиоклазов имеют призматическую, часто прямоугольную форму.

Под микроскопом они легко определяются по бесцветности, отсутствию шагрени и рельефа, низкой, серой или белой интерференционной окраске и характерному для всех них сложно-двойниковому, полосчатому или зональному угасанию. В плагиоклазах очень сходны между собой и другие оптические свойства – величина показателей преломления и угол оптических осей, степень совершенства и направление спайности и т.д.

Для диагностики номера плагиоклазов в шлифах обычно используют зависимость, которая существует между химическим составом этих минералов и положением в их кристаллах оптической индикатрисы.

Точное определение положения индикатрисы возможно при исследовании плагиоклазов на федоровском столике. На обычном столике микроскопа определяют углы погасания плагиоклазов в ориентированных разрезах, для которых построены кривые зависимости углов погасания от состава плагиоклазов. Для определения номеров плагиоклазов чаще всего используют следующие разрезы:

I – разрез с симметричным погасанием двойников, перпендикулярный (010).

II – разрез, перпендикулярный (010) и (001).

Первый разрез находится по следующим признакам:

а) тонкие и четкие следы плоскостей срастания альбитовых двойников, не сдвигающиеся при перемещении тубуса микроскопа и располагающиеся параллельно длинной стороне зерна;

б) одинаковая интерференционная окраска двойниковых полосок в момент, когда двойниковый шов параллелен нитям окуляра;

в) симметричное погасание обеих систем двойниковых полосок (одна система двойников гаснет при повороте столика по часовой стрелке, другая – при повороте против часовой стрелки).

Найденное зерно устанавливают в центре поля зрения так, чтобы двойниковый шов совпадал с вертикальной нитью окуляра и делают отсчет по лимбу столика. Затем поворачивают столик микроскопа до момента полного погасания одной из систем двойников и делают второй отсчет. Разница первого и второго отсчетов соответствует величине угла погасания  $\alpha_1$ . Далее поворачивают столик микроскопа в противоположную сторону до полного погасания другой системы двойниковых полос и снова делают отсчет. Разница первого и последнего отсчетов соответствует величине угла погасания  $\alpha_2$ . Углы погасания  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  должны быть равны друг другу или могут отличаться на несколько градусов (2-3°). В последнем случае надо взять среднюю величину  $(\alpha_1 + \alpha_2)/2$ . Измерение углов погасания производят в нескольких разрезах (не менее 3-х). Из полученных значений угла погасания выбирают максимальное и по нему определяют №№ плагиоклазов, пользуясь диаграммой, которая приводится во многих учебниках и справочниках (Даминова, 1963; Трегер, 1958; Кочурова, 1977; Винчелл, 1949 и др.).

Разрез, перпендикулярный (010 и 001), можно найти по следующим признакам:

а) наличие тонких трещин спайности, располагающихся под углом друг к другу. Спайность лучше наблюдать при выключенном анализаторе;

б) присутствие альбитовых двойников с четкими, не сдвигающимися при подъеме и опускании тубуса, границами между ними;

в) присутствие, помимо двойников, параллельных длинной стороне зерна, двойниковых полос, расположенных перпендикулярно к первым и имеющих обычно выклинивающий характер (переклиновые двойники).

Такое зерно плагиоклаза ставят в центр поля зрения так, чтобы направленные альбитовых двойников совпадало с вертикальной нитью окуляра. В таком положении берется первый отсчет. Интерференционная окраска двойниковых полос в этот момент должна быть одинаковой или отличаться незначительно.

Поворачивая столик микроскопа сначала в одну сторону, а затем в другую, измеряют углы погасания двойников  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ , которые либо равны, либо близки друг к другу. Состав плагиоклазов определяют по диаграмме из справочника.

В эффузивных породах плагиоклазы часто образуют и крупные кристаллы – вкрапленники и мелкие кристаллы, размером менее 0,1 мм – микролиты, являющиеся составной частью основной массы породы. По химическому составу они, в большинстве случаев, отличаются друг от друга.

При определении состава плагиоклаза в микролитах эффузивных пород (Даминова, 1963), пригодные к измерениям углов погасания разрезы находятся по форме зерна – близкой к квадратной с гранями (001) и (010), отсутствию двойниковых полос и иногда видимых трещинкам спайности.

Микролит устанавливается в центре поля зрения так, чтобы грань (010) совпадала с вертикальной нитью окуляра. При таком положении зерна берется первый отсчет по лимбу столика. Затем, повернув столик до момента погасания микролита, берут второй отсчет. По разнице отсчетов определяется угол погасания, а затем по его величине номер плагиоклаза.

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

#### Глава 4. Исследование минералов в сходящемся свете

Как известно, в оптически анизотропных кристаллах имеются направления, распространяясь по которым лучи света не испытывают двойного лучепреломления. Эти направления получили название оптических осей.

В кристаллах средних сингоний (гексагональной, тетрагональной и тригональной) одна оптическая ось, поэтому они относятся к группе оптически одноосных кристаллов.

Кристаллы низших сингоний (ромбической, моноклинной и триклинной), в которых двойного лучепреломления не происходит в двух направлениях, составляют группу оптически двуосных кристаллов.

Оптические оси в двуосных кристаллах располагаются в главной плоскости индикатрисы  $NgNp$  под углом друг к другу. Этот угол принято обозначать  $2V$ . Оси индикатрисы  $Ng$  и  $Np$  являются биссектрисами угла оптических осей. Одна из них делит пополам острый угол между оптическими осями и поэтому