

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования

**«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Е.А. Синкина, О.В. Савинова

ИЗУЧЕНИЕ РУД В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

*Рекомендовано в качестве учебного пособия
Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета*

Издательство
Томского политехнического университета
2023

УДК 553.21.08:535-92(075.8)
ББК 26.34:22.343я73
С38

Синкина Е.А.
С38 Изучение руд в отраженном свете : учебное пособие / Е.А. Синкина, О.В. Савинова ; Томский политехнический университет. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2023. – 104 с.

ISBN 978-5-4387-1117-9

В пособии последовательно приведены сведения об устройстве рудного микроскопа, особенностях отбора образцов и изготовления препаратов, оптических, физических и химических свойствах рудных минералов. Систематизированы необходимые для диагностики признаки рудообразующих минералов (42 минерала). Содержится информация о структурах руд, сопровождаемая фотоматериалами. Даны сведения о последовательности минералообразования в рудах и о критериях ее выделения. Уделено внимание составлению схемы последовательности минералообразования.

Предназначено для студентов, получающих образование по направлению «Прикладная геология» и всем геологическим специальностям.

УДК 553.21.08:535-92(075.8)
ББК 26.34:22.343я73

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук, профессор ТГАСУ
А.В. Мананков

Доктор геолого-минералогических наук, профессор КФУ
В.П. Морозов

ISBN 978-5-4387-1117-9

© ФГАОУ ВО НИ ТПУ, 2023
© Синкина Е.А., Савинова О.В., 2023
© Оформление. Издательство Томского политехнического университета, 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ..... | 5 |
| 1. РУДНЫЙ МИКРОСКОП..... | 8 |
| 1.1. Устройство рудного микроскопа..... | 8 |
| 1.2. Подготовка микроскопа к работе..... | 10 |
| 2. ПРЕПАРАТЫ ДЛЯ МИНЕРАГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ..... | 12 |
| 2.1. Отбор образцов..... | 12 |
| 2.2. Изготовление полированных шлифов..... | 12 |
| 2.3. Изготовление брикетов (шашек)..... | 14 |
| 2.4. Изготовление прозрачных полированных шлифов..... | 14 |
| 2.5. Монтровка шлифов..... | 15 |
| 3. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ | 16 |
| 3.1. Отражательная способность минералов | 16 |
| 3.2. Явление двуотражения | 20 |
| 3.3. Цвет минералов | 21 |
| 3.4. Явление анизотропии..... | 24 |
| 3.5. Внутренние рефлексы..... | 25 |
| 4. ПРОЧИЕ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ | 28 |
| 4.1. Магнитность минералов | 28 |
| 4.2. Электропроводность минералов | 28 |
| 4.3. Твердость минералов | 29 |
| 5. СТРУКТУРНЫЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ | 32 |
| 5.1. Форма зерен..... | 32 |
| 5.2. Спайность и отдельность..... | 33 |
| 5.3. Двойникование и зональность | 33 |
| 6. ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ | 36 |
| 6.1. Метод травления | 36 |
| 6.2. Химические реакции на отдельные элементы..... | 37 |
| 7. ЛИНЕЙНЫЕ РАЗМЕРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН И ИХ ОТНОСИТЕЛЬНОЕ КОЛИЧЕСТВО | 39 |
| 7.1. Измерение размеров минеральных зерен | 39 |
| 7.2. Определение относительного количества минеральных зерен | 40 |
| 7.3. Автоматизация измерений..... | 43 |
| 8. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ..... | 46 |
| 9. СТРУКТУРЫ РУД | 75 |
| 9.1. Структуры кристаллизации..... | 75 |
| 9.2. Структуры распада твердых растворов..... | 78 |
| 9.3. Структуры метасоматических и метаморфических руд..... | 80 |
| 9.4. Структуры замещения..... | 81 |
| 9.5. Коллоидные структуры..... | 84 |
| 9.6. Структуры дробления | 85 |

| | |
|---|----|
| 10. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ..... | 87 |
| 10.1. Терминология | 87 |
| 10.2. Критерии выделения последовательности минералообразования | 89 |
| 10.3. Схема последовательности минералообразования | 91 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 93 |
| СПИСОК МИНЕРАЛОВ И ИХ БУКВЕННЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ..... | 94 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ..... | 95 |
| ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ | 97 |
| ПРИЛОЖЕНИЯ..... | 98 |

ВВЕДЕНИЕ

Рудные минералы – это документы, свидетельствующие о протекавших в земной коре физико-химических процессах. Морфология и физические свойства минералов являются азбукой жизни, памятью минерального царства природы.

Автор неизвестен

Минераграфия – раздел минералогии, посвященный изучению руд в отраженном свете с использованием микроскопа [35]. В настоящее время широко применяется для изучения вещественного состава рудных месторождений. С помощью метода можно диагностировать микроскопические зерна минералов, мельчайшие включения и наблюдать закономерности их распределения. Минераграфия имеет огромное значение для текстурно-структурного анализа, что важно для понимания процессов рудообразования.

Термин «минераграфия» (*minera* – руда) был введен У. Уайтхэдом (W.L. Whitehead) в 1917 г.

Минераграфия тесно связана с металлографией (микроскопический метод исследования металлов). Как самостоятельная наука начала развиваться в конце XIX в. [35, 48]. Рассмотрим кратко историю развития минераграфии.

В России минераграфический метод был впервые рекомендован профессором К.И. Висконтом в 1918 г. Он опубликовал статью, в которой описал основы метода микроскопического исследования непрозрачных рудных минералов и раскрыл его возможности для решения прикладных и научных задач. Первые ознакомительные занятия были проведены для студентов Ленинградского горного института и Московской горной академии с 1922 по 1924 г. Полноценные учебные занятия – в Уральском политехническом институте под руководством профессоров Н.А. Шадлуна и С.А. Вахромеева в 1929 г. [46]. Первое краткое руководство «Микроскопическое исследование руд в отраженном свете» вышло в 1930 г. (автор Ф.И. Абрамов). В нем кратко описаны основные приемы исследования и приведены определительные таблицы [1].

В 1933 г. А.Г. Бетехтин и Л.В. Радугина опубликовали книгу «Определение рудных минералов под микроскопом». В ней описана методика диагностики минералов в отраженном свете, приведен определитель минералов и имеется алфавитный перечень рудных минералов с подробным описанием [7].

В 1934 г. вышла книга «Методы изучения руд в отраженном свете» (автор С.А. Юшко). В ней изложены основные методики определения минералов, а также описаны структуры руд [35].

Позже (1934 г.) вышла работа А.Г. Бетехтина, посвященная текстурам и структурам руд. В ней автор разграничивает эти понятия и указывает, что многочисленные сростания, диагностируемые под микроскопом, имеют текстурный характер [5]. В 1937 г. А.Г. Бетехтин опубликовал статьи, в которых приведена классификация текстур и структур руд и описаны условия их формирования.

В 1949 г. вышло второе издание С.А. Юшко «Методы изучения руд в отраженном свете». Оно было дополнено и переработано и впоследствии рекомендовано

Министерством высшего образования в качестве учебного пособия для студентов геолого-разведочных специальностей. В дальнейшем пособие Софьи Авраамовны Юшко дополнялось и издавалось до 1984 г. С 1969 по 1984 г. вышло порядка пяти изданий. Наиболее востребованы [46–48].

В целом с 1940 по 1962 г. было опубликовано более 15 работ по методике исследования руд в отраженном свете. Это работы С.А. Вахромеева (1953), И.С. Волынского (1955, 1956), Н.Н. Прибыткова (1957), А.Д. Ракчеева (1960), Н.В. Королева и А.С. Агроскина (1961), И.А. Пудовкиной (1961), М.Н. Пономаревой (1962), В.Г. Фекличева (1962) и других авторов [35]. В работах приводятся результаты изучения количественной характеристики отражательной способности рудных минералов, диагностические таблицы для определения рудных минералов. В этот же период времени началось изучение взаимоотношений минералов в рудах. Результатом таких детальных наблюдений стал «Атлас структур и текстур руд» под редакцией С.И. Талдыкина (1954) и труд коллектива авторов (сотрудников ИГЕМ) «Структуры и текстуры руд» под редакцией А.Г. Бетехтина (1958, 1964 гг.) [6].

Очень важное значение при изучении особенностей строения руд имеют монографические работы А. Эдвардса (1954), В. Бастина (1950) и Г. Шварца (1951) по структурам и текстурам руд. Авторы приводят подробное описание различных генетических типов сростаний и взаимоотношений рудных минералов и дают объяснение условий их образования.

Разработкой методов микроскопического изучения руд в отраженном свете занимались и за рубежом. Некоторые работы были переведены на русский язык. Стоит отметить труды М. Берека, Ж. Орсея и А. Турнера, Ж. Бендфорда, В. Мак-Лина, Е. Камерона, М. Шорта и других авторов (1936–1962). Особое внимание стоит обратить на работу П. Рамдора «Рудные минералы и их сростания» (1955). В ней приведено детальное описание диагностических свойств главнейших рудообразующих минералов (300 минералов). В 1962 г. книга была переведена на русский язык (главный редактор А.Г. Бетехтин) и стала справочным руководством по рудной микроскопии [34].

На сегодняшний день накопилось огромное количество информации по свойствам рудных минералов в отраженном свете. Они собраны в отдельные справочники, определители, сводные таблицы, учебные пособия и т. д.

Различные учебные пособия по минераграфии, выпускаемые сегодня ведущими российскими университетами, опираются на труды ученых, о которых было сказано выше. Также авторы добавляют свежие цветные фотоматериалы, что делает «новые» пособия востребованными среди ученых и студентов. Стоит отметить пособия В.Г. Родыгиной (1990), Г.Н. Старцевой (1994), С.В. Воробьевой (2008), Сафиной Н.П. и Новоселова К.А. (2013) [9, 35, 39, 37].

Изучение минералов и руд, а также их структурно-текстурных особенностей является неотъемлемым инструментом геолога на любой стадии геолого-разведочных работ.

В ходе поисковых и оценочных работ геологу необходимо знать весь комплекс минералов, присутствующих в породах исследуемого участка. Выяснить, какие из них могут быть полезными ископаемыми, а также решить вопрос о возможности извлечения минералов из пород. Минераграфия позволяет определять не только минералы, но и мельчайшие включения в минералах и изучать закономерности их распределения.

Минераграфический метод важен для изучения парагенетических минеральных ассоциаций, структур и текстур руд, на основе которых вырабатывается концепция правильного понимания процессов рудообразования. В совокупности с геологическими и петрографическими исследованиями эти сведения позволяют установить генетический тип месторождения и тем самым более правильно подойти к его оценке и выбору наиболее эффективного метода разведки и разработки.

На стадии разведки знание особенностей минерального состава руд позволит правильно выполнить подсчет запасов и выбрать технологию обогащения. При выборе метода переработки руд технолог должен знать минеральный состав руды, размеры зерен минералов и характер их сростания. Эти данные позволяют установить требуемую крупность измельчения и облегчают выбор методов обогащения руды. Основные методы обогащения основаны на использовании таких физических свойств минералов, как удельный вес (гравитационный), магнитность (магнитная сепарация), смачивающая способность поверхности (флотационный) и др. Поэтому необходимо знать основные физические свойства минералов.

На стадии эксплуатационной разведки месторождения микроскопический метод необходим при изучении промежуточных продуктов обогащения для контроля процесса обогащения и его оптимизации, а также состава отходов обогатительного производства.

Предлагаемое пособие содержит всю необходимую информацию для самостоятельного изучения методики минераграфических исследований и состоит из теоретической части и справочной.

В первом разделе приведены данные об устройстве рудного микроскопа ПОЛАМ-Р312, который имеется в распоряжении студентов для самостоятельной и аудиторной работы. Второй раздел посвящен отбору образцов и методике изготовления препаратов для минераграфических исследований. В третьем–шестом разделах представлена информация об оптических, физических, структурно-морфологических и химических признаках, необходимых для диагностики рудных минералов в отраженном свете. Седьмой раздел посвящен линейным замерам минеральных зерен и их количественному подсчету различными способами. В восьмом разделе собрана справочная информация о диагностических свойствах самых распространенных минералов руд. Девятый раздел посвящен структурам руд. Приведена генетическая классификация структур. В десятом разделе рассмотрен вопрос о последовательности минералообразования в рудах. В приложениях представлено устройство микроскопа-спектрофотометра и микротвердометра и дан пример описания полированного шлифа.

1. РУДНЫЙ МИКРОСКОП

1.1. Устройство рудного микроскопа

В петрографическом микроскопе наблюдаемое изображение получается в результате просвечивания лучей света через прозрачные минералы (полевые шпаты, слюды, хлориты и др.). В рудном микроскопе изображение создается лучами света, отраженными от поверхности любых минералов (рудных и нерудных) [23]. Таким образом, принципиальное отличие рудного микроскопа от петрографического состоит в направлении света на исследуемый объект [42].

В настоящее время в минераграфии используются микроскопы как отечественного («Ломо» ПОЛАМ-Р311, ПОЛАМ-Р312), так и зарубежного производства (Zeiss, Olympus). Они, как правило, являются совмещенными и могут быть применены для петрографических и минераграфических исследований.

Рассмотрим устройство микроскопа ПОЛАМ-Р312 (рис. 1.1). Микроскоп состоит из оптической системы и механической. Механическая система включает тубус 4 и круглый предметный столик 2, которые крепятся на штатив 1. Оптическая система состоит из осветительной и наблюдательной систем.

Осветительная система обеспечивает равномерное освещение объекта и функционирует за счет осветителя отраженного 14 или проходящего б света. Регулировка положения нити лампы накаливания осуществляется поворотом патрона в держателе и перемещением его с помощью центровочных винтов (12 и 13 соответственно).

Наблюдательная система предназначена для изучения объекта при различных увеличениях. Она состоит из сменных объективов 10, тубуса 4 и тринокулярной насадки 3 со сменными окулярами 9. Фокусировка объекта достигается использованием специальных винтов 17 и 18.

В рудном микроскопе главной частью является *опак-иллюминатор* (*opacus* – непрозрачный, «иллюминатор» – окошечко) (рис. 1.1), который состоит из патрона с лампой, теплового радиатора, линз, коррекционного светофильтра, поляризатора в оправе, апертурной диафрагмы, полевой диафрагмы и рефлекторного устройства. Ход лучей и основные узлы opak-иллюминатора представлены на рис. 1.2.

Патрон с лампой 14 предназначен для получения светового пучка (рис. 1.1). Применяются низковольтные лампы накаливания с вольфрамовой нитью. Центрировка положения нити накаливания осуществляется винтами 12. *Тепловой радиатор 5* необходим для уменьшения влияния тепловых лучей на призму поляризатора. Коллекторная *линза* собирает световые лучи в конус; конденсорная служит для увеличения угла конуса, выходящего из коллекторной линзы. *Коррекционный светофильтр 15* используется для исследования оптических свойств рудных минералов в монохроматическом свете. В наборе имеется четыре фильтра: матовый, зеленый, оранжевый и синий. Поскольку для изучения оптических свойств минералов нужен естественный белый (дневной) свет, то в работе в основном используется синий фильтр (синий цвет компенсирует желтый цвет света от лампочки). *Поляризатор* необходим для получения поляризованного света из естественного. Поляризатор 8 пропускает колебания, параллельные только одной (главной) плоскости, и полностью задерживает колебания, перпендикулярные этой плоскости. Поляризатор установлен во вращающейся обойме, что позволяет регулировать его положение в пределах 90°. *Апертурная диафрагма* позволяет уменьшить угол светового конуса, т. е. регулирует освещенность объекта. *Полевая диафрагма* применяется для огра-

ничения поля зрения и ослабления паразитического света. **Рефлекторное устройство 16** необходимо для получения вертикально падающего пучка света. Обычно в микроскопах применяются два типа рефлекторных устройств (стеклянная пластинка и призма полного внутреннего отражения). Их называют рефлекторами. Они монтируются в тубусе микроскопа. При помощи специальной рукоятки **19** можно включать тот или иной рефлектор. Рефлектор-пластинка дает равномерность освещения объекта, но при этом теряется большое количество света. При использовании призматического рефлектора наблюдается неравномерно освещение объекта, но при этом отмечается малая потеря света. Ход лучей через пластину *a* и призму *б* показан на рис. 1.2. **Объектив 10** предназначен для увеличения объекта и представляет собой набор стеклянных линз, заключенных в металлическую оправу.

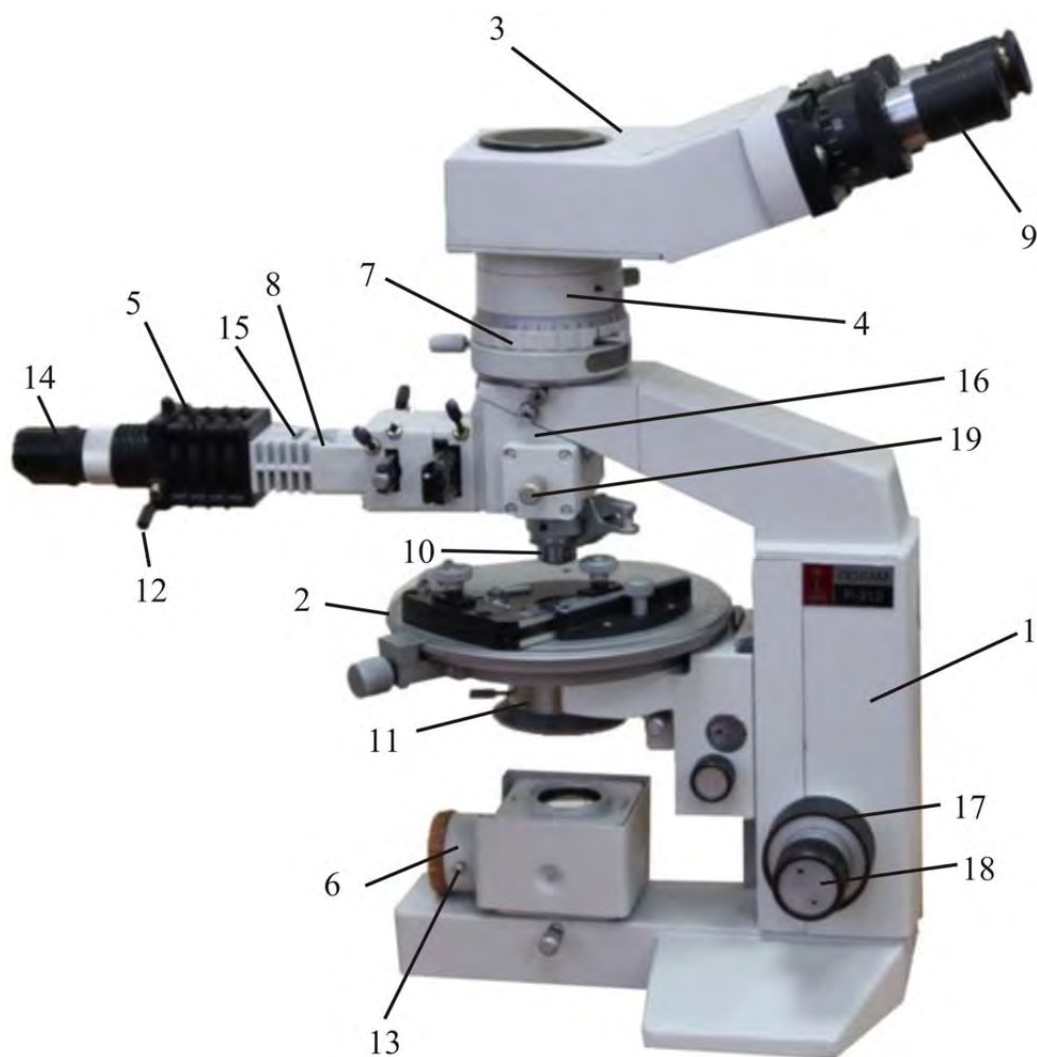


Рис. 1.1. Общий вид микроскопа ПОЛАМ-Р312:

- 1 – штатив; 2 – вращающийся предметный столик; 3 – тринокулярная насадка;
 4 – тубус микроскопа; 5 – тепловой радиатор; 6 – осветитель для получения проходящего света;
 7 – анализатор (верхний поляризатор); 8 – поляризатор; 9 – окуляры; 10 – сменные объективы;
 11 – конденсор для работы в проходящем свете; 12, 13 – центровочные винты для осветителя;
 14 – патрон с лампой для получения отраженного света; 15 – коррекционный светофильтр;
 16 – рефлекторное устройство; 17 – винты для грубой фокусировки;
 18 – винты для точной фокусировки; 19 – рукоятка для смены рефлекторов*

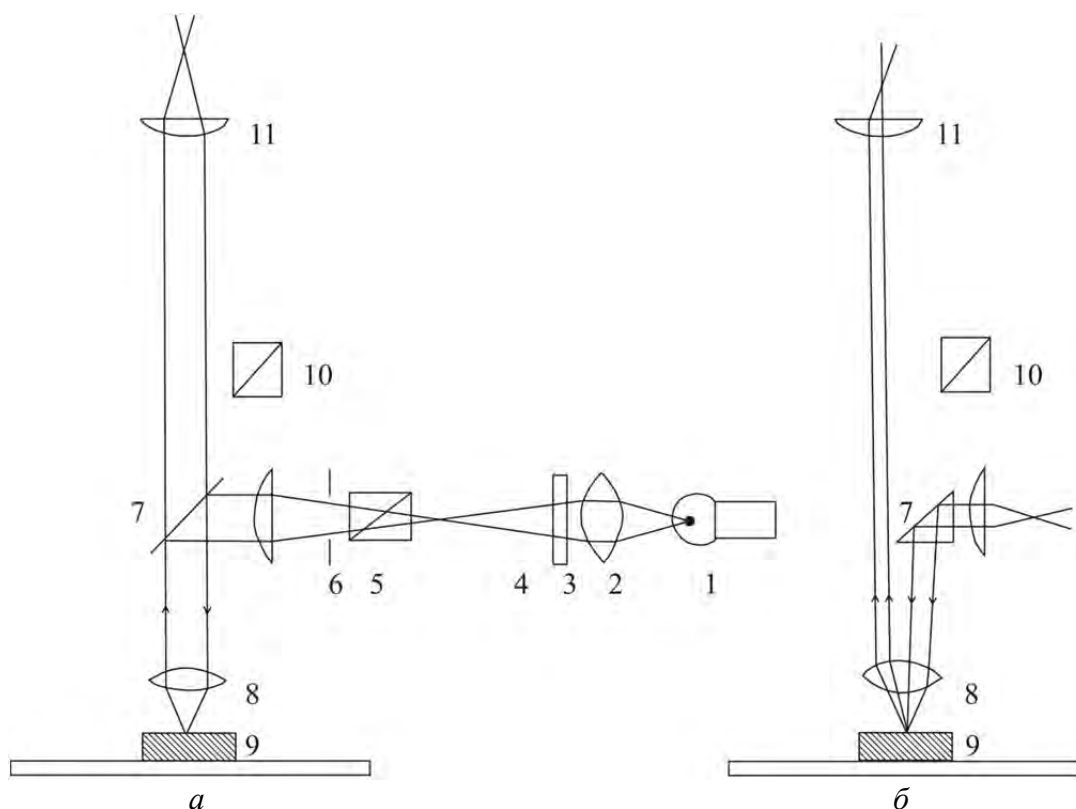


Рис. 1.2. Схема хода лучей света в микроскопе. Основные узлы опак-иллюминатора:
 1 – источник света; 2 – линзы стеклянные обыкновенные (коллекторная и конденсорная);
 3 – светофильтр; 4 – апертурная диафрагма; 5 – поляризатор; 6 – полевая диафрагма;
 7 – рефлектор (а – призма, б – пластина); 8 – объектив; 9 – полированный шлиф;
 10 – анализатор; 11 – окуляр

1.2. Подготовка микроскопа к работе

Подготовка микроскопа к работе сводится к выбору окуляра и объектива и выполнению основных проверок. Обычно для работы используется два основных объектива, имеющих увеличение $9 \times 0,20$ и $21 \times 0,40$. Общее увеличение микроскопа равно произведению увеличения окуляра на увеличение объектива. В комплекте микроскопа имеется два окуляра с увеличением $6,3^x$ и 10^x .

Проверки микроскопа включают в себя: центрировку объектива и проверку взаимной перпендикулярности николей.

Центрировка объектива

Если при вращении столика микроскопа на 360° произвольно выбранная в аншлифе точка вращается в перекрестье нитей и не описывает окружность, то объектив считается центрированным. Если точка описывает окружность, значит объектив необходимо центрировать.

Центрировку осуществляют с использованием центровочных винтов следующим образом. В полированном шлифе выбирают небольшое зерно и помещают его в перекрестие нитей (точка 1) (рис. 1.3). Затем вращают столик микроскопа на 180° . Исходная точка попала в точку 2 (рис. 1.3). Вращая центровочные винты, двигают объектив так, чтобы точка из положения 2 попала в положение 3 (рис. 1.3), которое соответствует половине расстояния между точками 1 и 2. После этого руками дви-

гают препарат так, чтобы выбранная точка была в перекрестии нитей. Описанную выше операцию повторяют до тех пор, пока точка не перестанет двигаться по окружности.

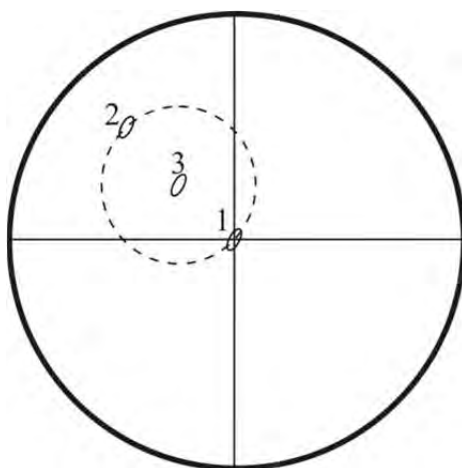


Рис. 1.3. Центрировка объектива

Проверка взаимной перпендикулярности николей

Плоскости колебания волн, пропускаемых николями, всегда должны быть взаимно перпендикулярны. Для проверки николи устанавливаются в скрещенное положение. Если поле зрения темное, то это соответствует требуемому положению. Если при установке николей в скрещенное положение поле зрения светлое, то это свидетельствует о не взаимно перпендикулярном направлении колебания волн в николях. Для устранения этого явления необходимо либо верхний, либо нижний николь повернуть в положение, при котором поле зрения становится максимально темным. В микроскопах ПОЛАМ-Р312 это положение достигается, если анализатор установлен в положении «9», а поляризатор выставлен на «0».

Вопросы для самопроверки

1. В чем принципиальное отличие петрографического микроскопа от рудного?
2. Как называется и из чего состоит главная часть рудного микроскопа?
3. Для чего нужен поляризатор?
4. Где расположен верхний поляризатор?
5. Что такое рефлекторное устройство?
6. Объективы какого увеличения обычно используются для работы?
7. Что такое поверка микроскопа и что она включает?
8. Как отцентрировать объективы?
9. Как проверить взаимную перпендикулярность николей?

2. ПРЕПАРАТЫ ДЛЯ МИНЕРАГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования вещественного состава руд в отраженном свете в зависимости от качества материала и решаемых задач изготавливают полированные шлифы, полированные брикеты (шашки), прозрачные полированные шлифы.

2.1. Отбор образцов

Минераграфические исследования осуществляются на всех стадиях геолого-разведочных работ [9, 35]. Отбор образцов (штучных проб) должен производиться с учетом следующих требований:

1. Пробы должны характеризовать месторождение в целом или его вовлеченную в разведку или эксплуатацию часть.

2. Пробы отбирают вкрест простирания рудной зоны, рудной залежи или рудного тела, с разной глубины и из разных частей месторождения (также возможен отбор проб по простиранию, падению и мощности рудных залежей).

3. Обязательно отбирают пробы из контактовых зон рудных залежей с вмещающими породами.

4. Каждый отобранный образец должен иметь как геологическую, так и пространственную привязки, сопровождаемые фотодокументацией.

5. При ведении оценочных и разведочных работ штучные пробы должны характеризовать все типы и сорта руд.

На рис. 2.1 приведен пример детального отбора проб для минераграфических исследований.

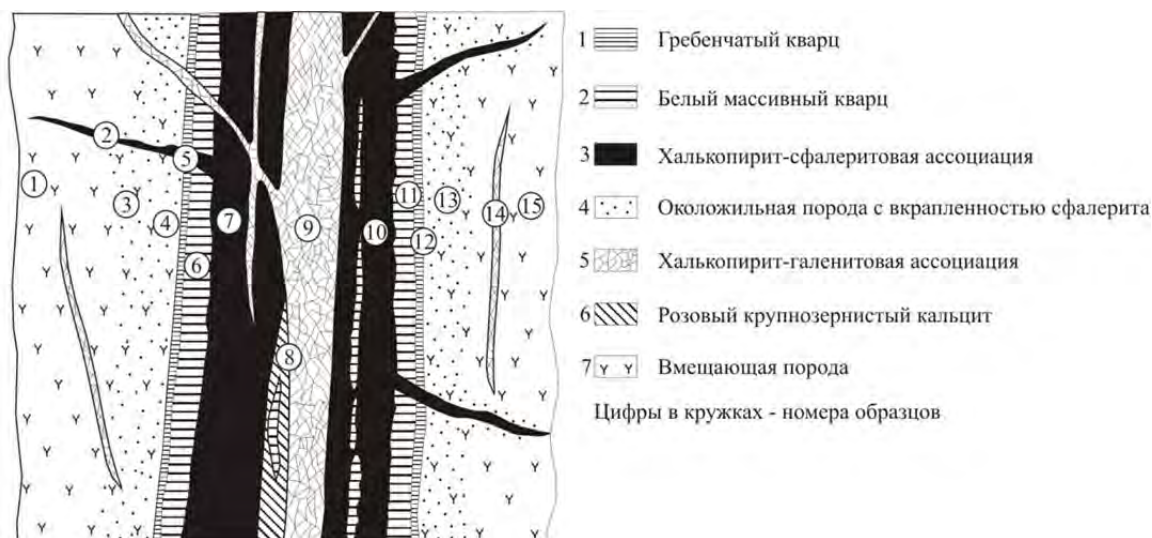


Рис. 2.1. Пример правильного детального отбора образцов для минераграфических исследований [10]

2.2. Изготовление полированных шлифов

Полированные шлифы нередко называют термином «аншлиф» (с нем. *anschliff* – пришлифовка) [35]. Аншлиф представляет собой небольшой кусочек твердой руды с отполированной зеркальной поверхностью (рис. 2.2, 1).

Полнота минераграфических исследований напрямую зависит от качества изготовления полированных шлифов [9, 37].

Требования к полированным шлифам:

1. Форма и размер препарата должны быть такими, чтобы он свободно помещался на столике микроскопа. По опыту многих исследователей наиболее удобными в работе являются аншлифы размером $1,5 \times 2,0$ см и высотой не более 1,5 см.

2. Полированная поверхность должна быть гладкой и ровной без завалов по краям.

3. Отражающая поверхность должна иметь минимальное количество ямок, царапин, трещин и выступов.

4. Плотность образца должна быть достаточной, чтобы при работе не выкрошивались отдельные зерна.

Процесс изготовления полированных шлифов сводится к четырем основным операциям:

- 1) подготовка материала;
- 2) шлифовка;
- 3) доводка;
- 4) полировка.

Подготовка материала

Процесс подготовки твердых образцов руд начинается с *распиловки*. Ее проводят с использованием специальных камнерезных станков, на которые устанавливают алмазные отрезные диски. Распиловка необходима, чтобы придать твердому образцу удобную форму и небольшой размер для дальнейшей работы. Затем следует *обдирка* образца на шлифовальном станке с крупнозернистыми абразивами (наждак, карбид кремния и др.). После обдирки, если это необходимо, поры и трещины рабочей поверхности *цементируют*. Для этого обычно используют кагифоль, растворенную в кислоте.

Если мастер изначально имеет дело с хрупким, мягким, пористым или трещиноватым материалом, то подготовка заключается в проклейке и/или цементации образцов для придания необходимой прочности и плотности.

Шлифовка производится, так же, как и обдирка, на шлифовальном станке, вращающемся со скоростью 300...400 об/мин, с использованием более тонких абразивов. Она необходима для выравнивания рабочей площадки и выведения минералов различной твердости на одну плоскость. Это достигается путем последовательной смены крупного абразивного материала на мелкий. При шлифовке обрабатываемому образцу придается окончательные форма и размер.

Доводка аншлифа выполняется вручную на толстом стекле с использованием очень мелкого наждака, смоченного водой. Продолжительность доводки, в зависимости от материала, может достигать 60 мин (в среднем 30 мин). При появлении визуального блеска на всей поверхности образца доводку заканчивают.

Полировка – заключительный процесс изготовления аншлифа. Она производится на полировальном станке, который представляет собой диск, вращающийся со скоростью 1000...1500 об/мин, обтянутый сукном (обычно это бильярдное полотно). В настоящее время в качестве абразивов используют алмазные пасты. Качество полировки проверяют под рудным микроскопом.

2.3. Изготовление брикетов (шашек)

Иногда количество или качество материала (сыпучий материал, мелкий образец, отдельные минеральные зерна и т. д.) не позволяют изготовить полированный шлиф обычным способом. В таких случаях делают брикет (шашку) (рис. 2.2, 2–4).

В специальную металлическую или пластиковую форму на обычный канцелярский клей выкладывают исследуемый материал (хаотично либо в определенной последовательности вдоль линии) и заливают эпоксидной смолой. После ее затвердения полученную шашку шлифуют и полируют обычным способом, описанным выше.

Если зерна очень мелкие, то вместо канцелярского клея можно использовать двухсторонний скотч. Вырезают круг соответствующего диаметра, наклеивают на дно формы, снимают защитную пленку скотча и выкладывают пинцетом или иглой зерна. На липкой поверхности мелкий материал хорошо держится и при заливании смолой не смещается и не «плышет». Следует отметить, что заливать смолу необходимо аккуратно с использованием шприца. После извлечения шашки из формы скотч снимается пинцетом под проточной водой.

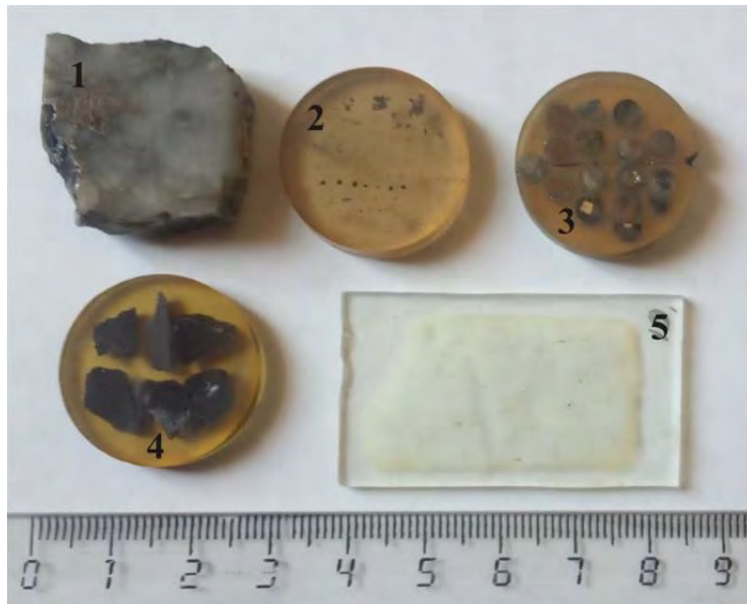


Рис. 2.2. Препараты для минераграфических исследований:

1 – полированный шлиф (аншлиф); 2 – мелкие зерна отдельных минералов, выложенные дорожкой и закатанные в эпоксидную смолу (шашку); 3, 4 – отдельные мелкие обломки пород, закатанные в эпоксидную смолу (шашку); 5 – полированный с двух сторон шлиф-аншлиф

2.4. Изготовление прозрачных полированных шлифов

Прозрачный полированный шлиф представляет собой комбинированный препарат для исследования в проходящем и отраженном свете (шлиф-аншлиф). Впервые такие препараты стали изготавливать в Уральском институте минералогии. Технология его изготовления сводится к следующим операциям. Сперва обычным способом, описанным выше, готовится полированный шлиф. Затем он наклеивается полированной поверхностью на предметное стекло. В качестве клея используют либо термоклей, либо канадский бальзам. После этого производится стачивание образца с обратной стороны до толщины петрографического шлифа (0,03 мм) сперва

на крупном абразиве, затем на мелком. После препарат нагревают на плитке, снимают с предметного стекла, промывают и заново наклеивают на предметное стекло полированной поверхностью вверх. Таким образом, получается петрографический шлиф с полированной поверхностью (рис. 2.2, 5). Такие препараты удобны при изучении полупрозрачных минералов (касситерит, рутил, гранаты и др.). Стоит отметить, что изучение микротвердости в таких препаратах невозможно в силу их малой толщины.

2.5. Монтировка шлифов

Готовый полированный шлиф крепят к стеклянной или металлической пластинке с помощью пластилина. Поскольку для оптических исследований требуется строго горизонтальное положение полированной плоскости шлифа, необходимо использовать ручной пресс (рис. 2.3). С помощью него прижимают образец в мягкий материал, например пластилин, и получают горизонтальную поверхность. После этого можно помещать пластинку со шлифом на столик микроскопа.



Рис. 2.3. Минералогический ручной пресс

Вопросы для самопроверки

1. Как называются препараты для минераграфических исследований?
2. С учетом каких требований должен отбираться материал для изготовления препаратов?
3. Что означает термин «аншлиф»?
4. Перечислите требования к полированным шлифам.
5. Основные операции при изготовлении полированного шлифа?
6. С помощью чего производят полировку образцов?
7. В чем отличие между полированным шлифом, шашкой и прозрачным полированным шлифом?
8. Как правильно произвести монтировку образца?

3. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

Оптические свойства рудных минералов изучаются с анализатором (отражательная способность, явление двуотражения, цвет) и без анализатора (явление анизотропии, внутренние рефлексы).

3.1. Отражательная способность минералов

В минералогии принято различать прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные минералы. Они по-разному преломляют, поглощают, отражают свет и по-разному выглядят в полированных шлифах. Непрозрачные минералы и часть полупрозрачных относят к рудным (табл. 3.1).

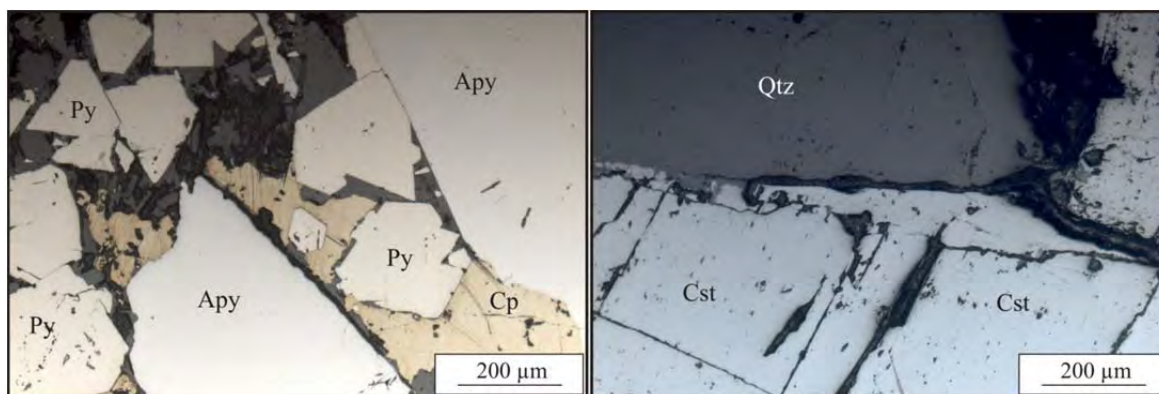
Таблица 3.1

Примеры прозрачных, полупрозрачных и непрозрачных минералов

| Прозрачные | Полупрозрачные | Непрозрачные |
|--|--|---|
| Кварц, карбонаты, плагиоклазы, топаз, берилл | Рутил, касситерит, вольфрамит, шпинель и др. | Пирит, магнетит, арсенопирит, сфалерит, галенит и др. |

Рудные минералы, в отличие от кварца, карбонатов, гранатов и пр., в отраженном свете выглядят более яркими (рис. 3.1). Главным оптическим их свойством является способность отражать определенное количество света. В минераграфии оно носит название «*отражательная способность*» рудных минералов [44]. Она выражается отношением интенсивности отраженного от поверхности минерала света к интенсивности падающего на поверхность минерала света.

$$R = \frac{I_r}{I_i} \cdot 100 \%$$



*Рис. 3.1. Рудные и нерудные минералы в отраженном свете:
Py – пирит; Apy – арсенопирит; Cp – халькопирит; Cst – касситерит; Qtz – кварц*

Показатель отражения – величина относительная и выражается либо в долях, либо в процентах. Она зависит от показателя преломления, коэффициента абсорбции и длины волны света. В большинстве справочных материалов показатель отражения R рудных минералов приводится при длинах волн, соответствующих желтому свету (примерно 565...590 нм) (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Примеры показателей отражения некоторых минералов [44]

| Минерал | $R, \% (\lambda_1)$ | $R, \% (\lambda_2)$ |
|---------------------|---------------------|---------------------|
| Серебро | 85,3 | 87,9 |
| Золото | 63,8 | 79,4 |
| Арсенопирит | 52,9...49,1 | 51,9...50,4 |
| Пирит | 53,4 | 55,0 |
| Магнетит | 21,4 | 21,8 |
| Сфалерит (марматит) | 18,7 | 18,4 |
| Касситерит | 12,9...10,7 | 12,6...10,5 |
| Кварц | | |
| Карбонаты | | |

Примечания: 1. Показатель отражения в воздухе при $\lambda_1 = 540$ нм и $\lambda_2 = 600$ нм. 2. Показатели отражения арсенопирита и касситерита, соответствующие R_1 и R_2 , записаны через «...».

Приблизительную оценку показателя отражения можно произвести путем сравнения под микроскопом яркости двух соседних минералов. Таким образом, можно оценить, больше или меньше показатель отражения диагностируемого минерала в сравнении с известным. Для определения истинного значения R используют специальный прибор – микроскоп-спектрофотометр. Он способен замерять показатель отражения при различных длинах волн (подробную информацию о приборе можно найти в прил. 1). В ходе выполнения исследований на этом приборе получается спектральная кривая отражения минерала (СКО) (это зависимость показателя отражения от длины волны, рис. 3.2). Спектры отражения во всем мире признаны основной диагностической константой рудных минералов [45].

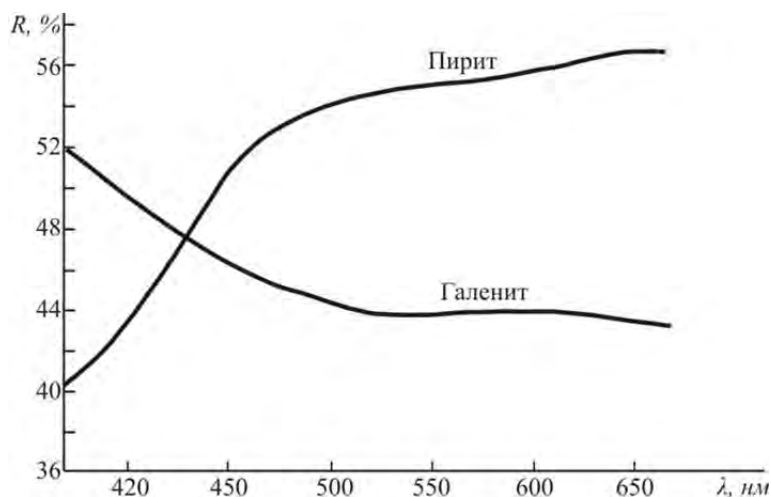


Рис. 3.2. Спектральные кривые отражения пирита и галенита [44]

Вид и количество спектральных кривых минерала в первую очередь зависят от кристаллографической ориентировки минерала или от так называемой оптической индикатрисы: изотропные минералы (минералы кубической сингонии) имеют один спектр отражения, анизотропные одноосные минералы (средняя сингония) – два спектра отражения, двухосные (низшая сингония) – три спектра отражения.

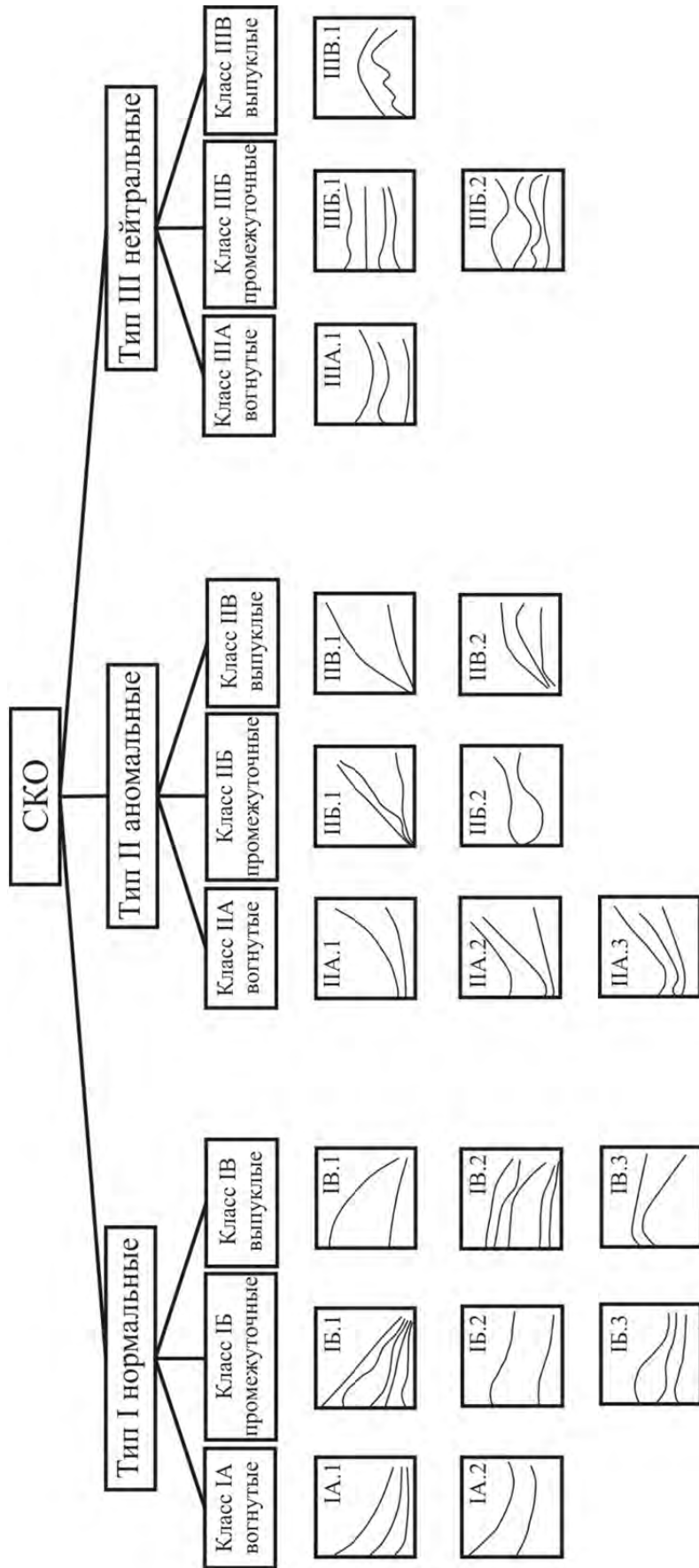


Рис. 3.3. Типы спектральных кривых отражения [44]

Таблица 3.3

Примеры минералов с различными типами спектральных кривых отражения [44]

| Тип I нормальные СКО | | Тип II аномальные СКО | | | Тип III нейтральные СКО | | |
|----------------------|----------------|-----------------------|-------------|-------------|-------------------------|----------|----------|
| IA | IB | IIA | IIB | IIIB | IIIA | IIIB | IIIB |
| Касситерит | Хромит | Свинец | Никелин | Пирротин | Уранинит | Железо | Цинк |
| Церрусит | Тенорит | Графит | Молибден | Троилит | Ульманит | Смальтин | Марказит |
| Сфалерит | Гаусманит | Кобальт | Мельниковит | Никель | Ковеллин | Магнетит | Алтаит |
| Аурипигмент | Псиломелан | Теллуrowисмутит | Валлерит | Станнин | | Ильменит | |
| Рутил | Бурнонит | Бравойт | Платина | Тетрадимит | | Якобит | |
| Ильменорутил | Халькозин | Борнит | Палладий | Олово | | Сурьма | |
| Лимонит | Галеновисмутит | Брейтгауптит | Арсенопирит | Пирит | | | |
| Киноварь | Леллингит | | Гессит | Кубанит | | | |
| Галенит | Реальгар | | Кобальтин | Серебро | | | |
| Куприт | Молибденит | | Висмут | Халькопирит | | | |
| | | | Медь | Золото | | | |

СКО известных минералов разделены на три типа, девять классов и 19 групп (см. рис. 3.3, табл. 3.3).

Тип I имеет нормальный профиль. Абсолютные значения отражения снижаются от коротковолновой к длинноволновой части спектра.

Тип II имеет аномальные СКО. Отражение возрастает от коротковолнового к длинноволновому краю спектра.

Тип III имеет нейтральный профиль. Направления кривой почти горизонтальное.

Большая часть минералов попадает в первые два типа.

Каждый тип разделяется на три класса А, Б, В. Класс А объединяет минералы с вогнутыми СКО, класс В – с выпуклыми, класс Б – с промежуточными по форме кривыми между классами А и В.

Классы в свою очередь разделены на группы, объединяющие спектральные линии по какому-либо главному признаку. При этом важно подчеркнуть, что резких границ между группами нет.

3.2. Явление двуотражения

Как было упомянуто выше, все рудные минералы в поляризованном отраженном свете делятся на изотропные (минералы кубической сингонии и аморфные вещества) и анизотропные (минералы низшей и средней категорий сингоний). Минералы, относящиеся к изотропным (пирит, магнетит, галенит, сфалерит), имеют одну СКО, а минералы анизотропные – множество СКО, но среди них всегда будет одна максимальная (R_{\max}) и одна минимальная (R_{\min}) СКО. Это связано с тем, что в каждом сечении анизотропного минерала имеется два направления (R_1 и R_2), вдоль одного из которых линейно поляризованные лучи отражаются максимально, а вдоль другого – минимально. Это явление называется *двуотражением*. При повороте столика микроскопа на 360° меняется интенсивность освещенности анизотропных зерен от максимальной до минимальной через каждые 90° (рис. 3.4). Интенсивность этого явления зависит от разницы величин R_{\max} и R_{\min} ($\Delta R = R_{\max} - R_{\min}$) [47]. По степени двуотражения рудные минералы делят на три группы (табл. 3.4).

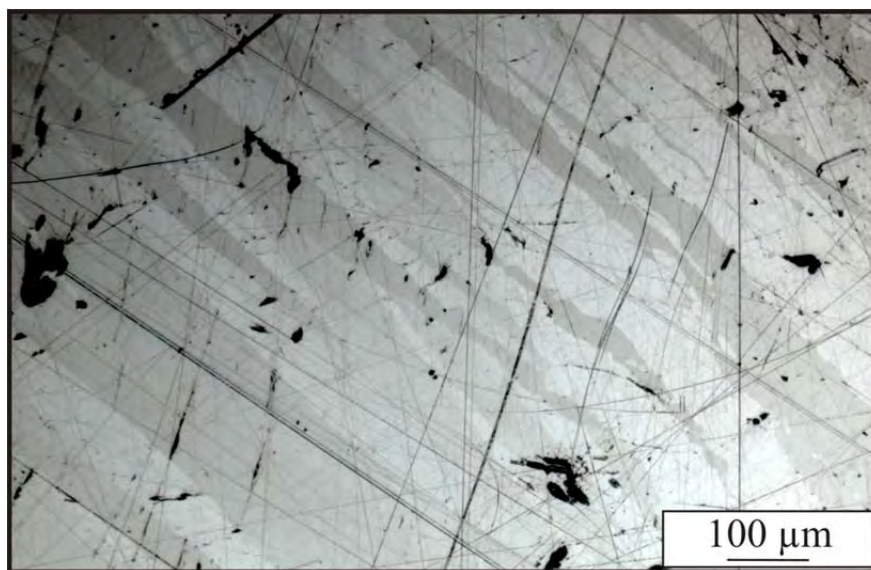


Рис. 3.4. Пластинчатые двойники антимонита, выявленные двуотражением

Таблица 3.4

Группировка минералов по степени отражения [44]

| | ΔR (%) | Значение R_1 и R_2 при $\lambda = 540$ нм | Минерал |
|--|-----------------------|---|---|
| Сильно и среднедвуотражающие | $\approx 10 \dots 30$ | $R_1 = 46,6; R_2 = 22,9$ $R_1 = 18,5; R_2 = 4,5$ $R_1 = 47,3; R_2 = 30,4$ $R_1 = 51,0; R_2 = 38,6$ $R_1 = 40,0; R_2 = 34,2$ $R_1 = 30,9; R_2 = 25,3$ | Молибденит Графит Антимонит Висмутин Кубанит Гематит |
| Слабодвуотражающие | $\approx 5 \dots 10$ | $R_1 = 52,9; R_2 = 49,1$ $R_1 = 39,7; R_2 = 31,8$ | Арсенопирит Пирротин |
| Двуотражение очень слабое или отсутствует | ≤ 5 | $R_1 = 49,8; R_2 = 50,1$ $R = 32,7$ | Халькопирит Халькозин |

3.3. Цвет минералов

Цвет рудного минерала в отраженном свете является важным диагностическим признаком. Он зависит от дисперсии отражательной способности и определяется в белом свете [42]. Белый свет, в отличие от монохроматического, состоит из световых лучей различной длины волны λ (табл. 3.5). Соответственно, минерал по-разному отражает падающие лучи каждой длины волны. Если при определенной длине волны показатель отражения R имеет большее значение, чем для других длин волн, то этот минерал будет иметь в отраженном свете цвет, соответствующий данной волне (табл. 3.5). Например, пирит обладает наибольшим показателем отражения в желто-оранжевых лучах. Поэтому при освещении его белым светом будут видны отраженные от него желтые лучи (цвет пирита желтый, желтоватый). Для ковеллина наибольшая величина отражения измерена в синем цвете. Поэтому ковеллин имеет ярко выраженный синий цвет (рис. 3.5).

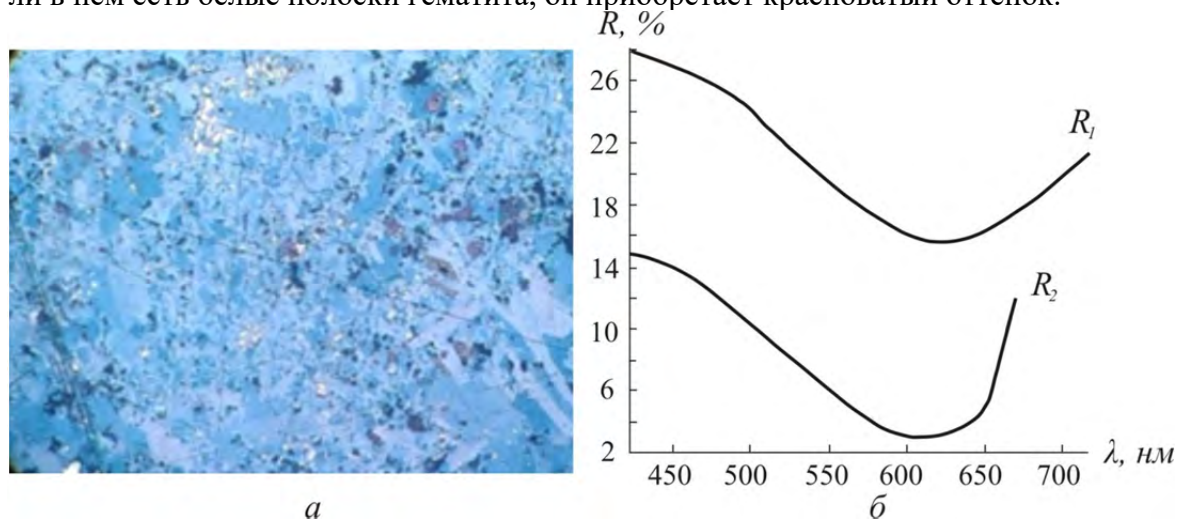
Таблица 3.5

Соответствие цвета и длины волны

| Цвет | Длина волны, нм |
|---------------|-----------------|
| Фиолетовый | 390...450 |
| Синий | 450...480 |
| Голубой | 480...510 |
| Зеленый | 510...550 |
| Желто-зеленый | 550...575 |
| Желтый | 575...585 |
| Оранжевый | 585...620 |
| Красный | 620...800 |

Для начинающих исследователей определение цвета минерала представляет трудность и требует большой практики. Это связано с рядом причин. Во-первых, минерал, как привило, окружен другими минералами, поэтому его истинный цвет не может улавливаться глазом. Это обусловлено физиологическим эффектом под названием «хроматическая адаптация», или «цветопостоянство»: различные колбоч-

ки сетчатки глаза человека регистрируют свет различных диапазонов длины волн. На основе этой информации зрительная система пытается определить приблизительный состав освещения и в дальнейшем делает на него поправку, чтобы получить «истинный цвет объекта». Этот «исправленный» цвет человек и ощущает [50]. Наиболее наглядно эффект хроматической адаптации представлен рис. 3.6. Применительно к минераграфии рассматриваемый эффект можно пояснить следующими примерами: халькопирит имеет отчетливо желтый цвет в сростании с галенитом, а рядом с золотом кажется зеленовато-желтым; только магнетит кажется серым, а если в нем есть белые полосы гематита, он приобретает красноватый оттенок.



*Рис. 3.5. Цвет ковеллина в отраженном свете:
а – ковеллин в отраженном свете при одном николе; б – СКО ковеллина по [13]*

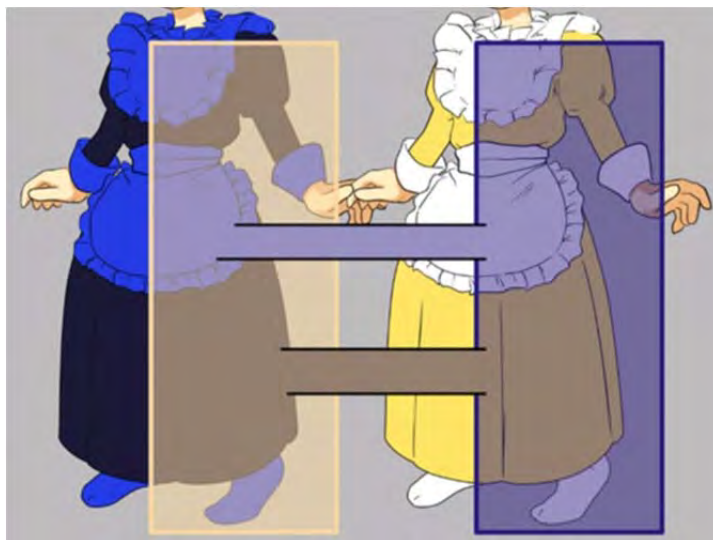


Рис. 3.6. Хроматическая адаптация, образующая иллюзии абсолютно разных цветов (на примере двух платьев с разным освещением)

Во-вторых, рудные минералы могут содержать различные изоморфные и механические примеси, что, несомненно, влияет на цвет. Например, железистая разновидность сфалерита (мартит) будет чуть темнее, чем кадмийсодержащая разновидность (клеюфан). В-третьих, плохое качество полировки понижает показатель отражения, а следовательно, и затушевывает цвет минерала.

Несмотря на это, в минераграфии цвета некоторых минералов являются эталонами:

- галенит – белый;
- сфалерит – серый;
- пирит – светло-желтый, желтоватый;
- халькопирит – желтый;
- пирротин – кремовый;
- борнит – розовый;
- ковеллин – синий.

Для удобства во многих справочных и учебных пособиях приводится таблица (табл. 3.6), отражающая группировку минералов по цветным оттенкам. Использование этой таблицы облегчает диагностику рудных минералов [12, 14, 41, 42].

Таблица 3.6

Группировка минералов по цветным оттенкам [42]

| Минералы белого цвета | | | |
|----------------------------------|---------|-------------------------------|---------|
| Название минерала | R, % | Название минерала | R, % |
| Галенит | 43 | Арсенопирит | 54...51 |
| Герсдорфит | 46 | Платина | 70 |
| Леллингит | 55...53 | Антимонит | 44...30 |
| Минералы белого цвета с оттенком | | | |
| Тетрадимит (кремовый) | 61...52 | Кобальтин (розоватый) | 53 |
| Сафлорит (голубоватый) | 54...51 | Куприт (голубоватый) | 25 |
| Висмутин (желтоватый) | 48...38 | Айкинит (кремовый) | 47...39 |
| Киноварь (голубоватый) | 29...24 | Пиролозит (кремово-желтый) | 33 |
| Минералы серого цвета | | | |
| Сфалерит | 17 | Гаусманит | 20 |
| Касситерит | 13...11 | Манганит | 18 |
| Хромит | 14 | Аурипигмент | 32 |
| Ильменит | 20 | Вольфрамит | 16 |
| Минералы серого цвета с оттенком | | | |
| Магнетит (коричневатый) | 21 | Гематит (голубоватый) | 29...25 |
| Тетраэдрит (коричневатый) | 31 | Реальгар (фиолетовый) | 20...18 |
| Теннантит (зеленоватый) | 30 | Халькозин (голубоватый) | 37 |
| Станнин (оливковый) | 28 | Гетит (голубоватый) | 20 |
| Окрашенные минералы | | | |
| Медь самородная | | Насыщенно густо-розовый | 82 |
| Висмут самородный | | Кремово-розовый | 69...61 |
| Никелин | | Розовый | 55...51 |
| Пирротин | | Кремовый | 42...36 |
| Пирит | | Желтовато-белый | 55 |
| Халькопирит | | Желтый | 48 |
| Борнит | | Коричнево-розовый, фиолетовый | 24 |
| Ковеллин | | Синий | 21...4 |
| Золото | | Ярко-желтый | 85 |

Примечание. Показатель отражения в воздухе при $\lambda = 590$ нм.

3.4. Явление анизотропии

Анизотропия является качественной характеристикой рудных минералов. Наблюдение следует проводить в скрещенных либо при частично скрещенных николях без использования синего фильтра при включенной призме [9].

Рудные минералы в отраженном свете делятся на изотропные, слабо анизотропные и анизотропные (табл. 3.7, рис. 3.7).

Таблица 3.7

Примеры изотропных, слабо анизотропных и сильно анизотропных минералов

| Изотропные | Слабо анизотропные | Сильно анизотропные |
|------------|--------------------|---------------------|
| Пирит | Халькопирит | Ковеллин |
| Галенит | Айкинит | Молибденит |
| Сфалерит | Бурнонит | Стибнит |
| Магнетит | Браунит | Пирротин |
| Хромит | Вольфрамит | Никелин |
| | | Антимонит |

Примечание. Следует помнить, что главные сечения сильно анизотропных минералов являются изотропными.

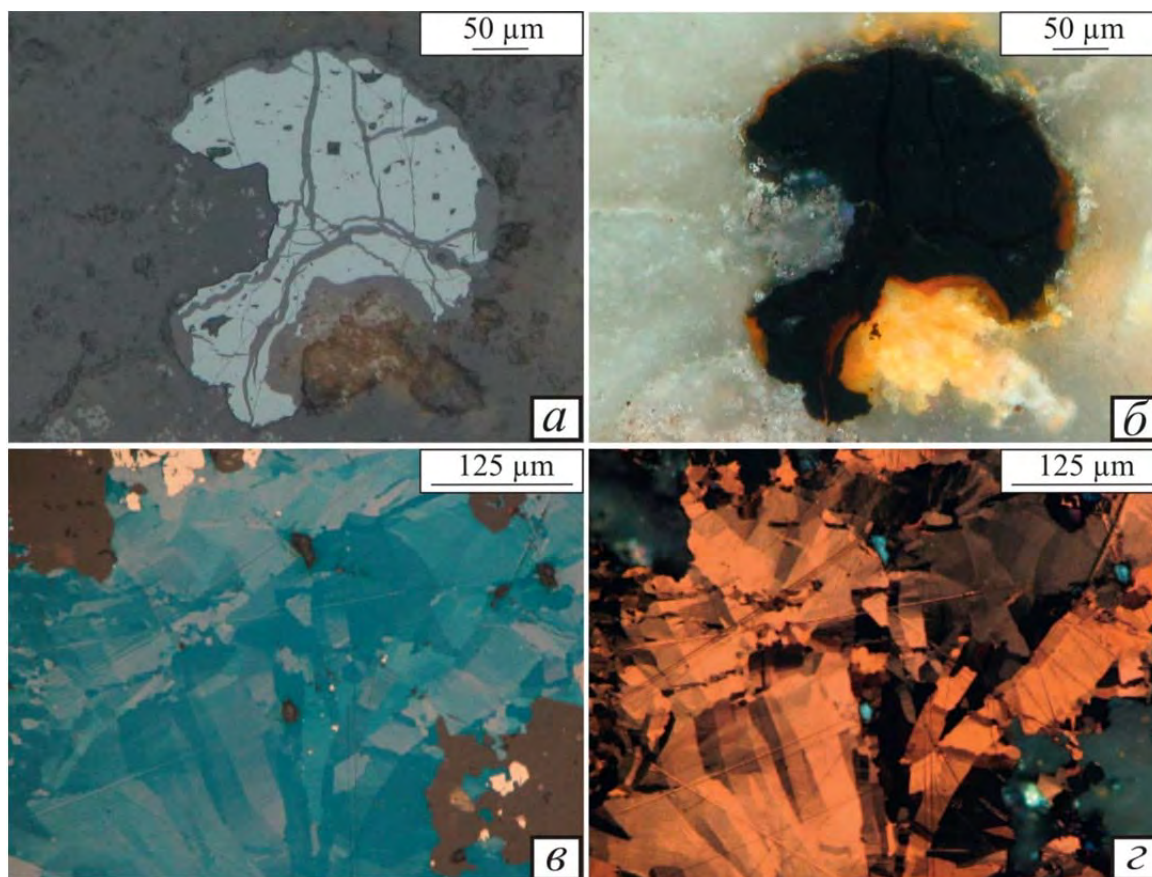


Рис. 3.7. Изотропные и анизотропные минералы в отраженном свете: а – изотропный минерал индит ($FeIn_2S_4$) при одном николе; б – то же при скрещенных николях; в – сильно анизотропный ковеллин при одном николе; г – то же при скрещенных николях (яркий оранжевый эффект анизотропии)

Изотропные минералы при повороте столика микроскопа на 360° остаются темными либо одинаково просветленными. К ним относятся минералы кубической сингонии. Следует отметить, что некоторые минералы кубической сингонии (пирит, кобальтин, борнит, куприт) иногда обладают аномальной анизотропией.

Слабо анизотропные минералы. Для них явление анизотропии заметно в агрегатах разноориентированных зерен при сильном освещении. При этом двуотражение, наблюдаемое при одном николе, обнаруживается редко.

Сильно анизотропные минералы. Обнаруживают эффект анизотропии в отдельных кристаллах даже при плохом освещении. Двуотражение выражено отчетливо.

Дополнительно следует обратить внимание на то, что некоторые минералы характеризуются цветовым эффектом анизотропии (табл. 3.8). Цветовые эффекты не всегда хорошо заметны и зависят от цветового восприятия наблюдателя, сечения зерен, полноты скрещивания николей, марки микроскопа, чистоты объективов и окуляров и других причин.

Таблица 3.8

Примеры минералов, обладающих цветовым эффектом анизотропии [48]

| Минерал | Цветовой эффект анизотропии |
|-------------|--|
| Ковеллин | От красного до синего (бывает оранжевый) |
| Арсенопирит | От слегка голубого до розового |
| Пирротин | От желтого до фиолетового |

3.5. Внутренние рефлексy

Внутренними рефлексами принято называть цветные и бесцветные лучи, отраженные от внутренних элементов или дефектов минерала (трещин спайности, трещин дробления, границ зерен, жидких и твердых включений). Они редко наблюдаются по всей поверхности минерала и обычно выступают в виде отдельных пятен или точек. Внутренние рефлексy характерны для полупрозрачных минералов (касситерит, рутил и др.) и прозрачных (кварц, карбонаты и др.) с показателем отражения менее 43 %. Принято различать цветные (желтые, красные, коричневые, оранжевые, зеленые, синие) и бесцветные внутренние рефлексy. Обычно цвет порошка минерала сходен с цветом внутренних рефлексов. Например, гематит имеет ярко-бурю черту и красно-бурю внутренние рефлексy [48].

На характер внутренних рефлексов может влиять химический состав минерала. Например, маложелезистые сфалериты имеют желтые внутренние рефлексy, а в сильно железистых разновидностях внутренние рефлексy редки или вообще отсутствуют.

По интенсивности проявления внутренних рефлексов минералы делятся на три группы:

1) рефлексy отсутствуют – непрозрачные рудные минералы с $R > 43$ % (пирит, арсенопирит, халькопирит);

2) слабо проявленные внутренние рефлексy – полупрозрачные рудные минералы с $R 10...43$ % (вольфрамит, гематит, теннантит);

3) сильно проявленные внутренние рефлексy – полупрозрачные рудные минералы с R от 17 до 30 % и прозрачные с $R < 17$ % (сфалерит, киноварь, азурит, кальцит, гетит и др.).

Примеры минералов, имеющих внутренние рефлексии, приведены в табл. 3.9.

Внутренние рефлексии наблюдают при сильном освещении в скрещенных николях, так как лучи, отраженные от внутренних частей, не гасятся анализатором. Более отчетливо они видны с масляной иммерсией. Для исследования лучше ввести в оптическую систему стеклянную пластину и объективы $9^x \dots 40^x$. Также можно использовать косое освещение. Для этого необходимо вынуть лампу из патрона и поднести ее сбоку к аншлифу и наблюдать при этом в микроскоп. Анализатор из системы можно вынуть (рис. 3.8).

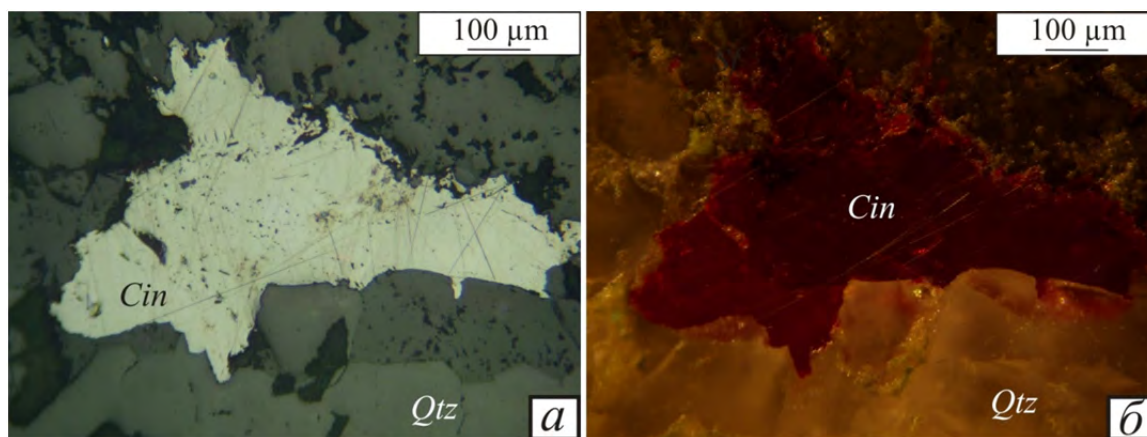


Рис. 3.8. Внутренние рефлексии киновари:
а – при одном николе; б – при скрещенных николях и боковом свете (Cin – киноварь, Qtz – кварц)

Таблица 3.9

Внутренние рефлексии некоторых минералов [44]

| Минерал | Внутренние рефлексии | R, % |
|-------------|---------------------------------------|------------------------------|
| Аурипигмент | Лимонно-желтые | $R_1 = 21,9$ $R_2 = 19,4$ |
| Гематит | Красные | $R_1 = 29,4$ $R_2 = 25,9$ |
| Гетит | От светло-желтых до красно-коричневых | $R_1 = 17,1$ $R_2 = 15,2$ |
| Киноварь | Красные | $R_1 = 25,9$ $R_2 = 28,9$ |
| Реальгар | Желто-красные | $R_1 = 21,2$ $R_2 = 18,7$ |
| Сфалерит | Белые, желтые, бурые, красно-бурые | 18,6 |

Примечание. Показатель отражения в воздухе при $\lambda = 540$ нм.

Вопросы для самопроверки

1. При каких режимах изучают свойства рудных минералов в отраженном свете?
2. Что такое отражательная способность минералов?
3. Какие минералы относят к прозрачным, полупрозрачным и непрозрачным?
4. Для каких длин волн приводится коэффициент R в справочниках для рудных минералов?
5. Что такое СКО и что она показывает?

6. С помощью какого прибора измеряют показатель отражения минерала?
7. Что влияет на показатель отражения минерала?
8. Что такое явление двуотражения?
9. У каких минералов ярко проявлен эффект двуотражения?
10. Что такое цвет минерала?
11. Какие минералы использованы для эталонирования цветов?
12. Что такое явление анизотропии и как его наблюдают?
13. Какие минералы называют изотропными, слабо анизотропными и сильно анизотропными? Приведите примеры.
14. Какие минералы обладают цветным эффектом анизотропии?
15. Что такое внутренние рефлексии? Как их наблюдают?
16. Для каких минералов характерны внутренние рефлексии? Приведите примеры.

4. ПРОЧИЕ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

4.1. Магнитность минералов

Магнитными свойствами обладают немногие рудные минералы – магнетит, пирротин, самородное железо, железистая платина, кубанит и др. Обычно магнитность минералов определяют с помощью магнитной стрелки, свободно вращающейся на острие иглы.

Для выявления магнитности мелких включений или минералов, различающихся по магнитности (гексагональный и моноклинный пирротин), можно использовать метод магнитной порошкографии [15, 16, 38]. Наиболее популярным считается метод порошковых фигур Акулова–Биттера. На полированную поверхность шлифа наносится капля специально приготовленной магнитной суспензии. Затем капля раздавливается тонким покровным стеклом и производится наблюдение распределения суспензии по поверхности магнитного минерала (рис. 4.1). Получаемые после осаждения структуры называются доменными структурами.

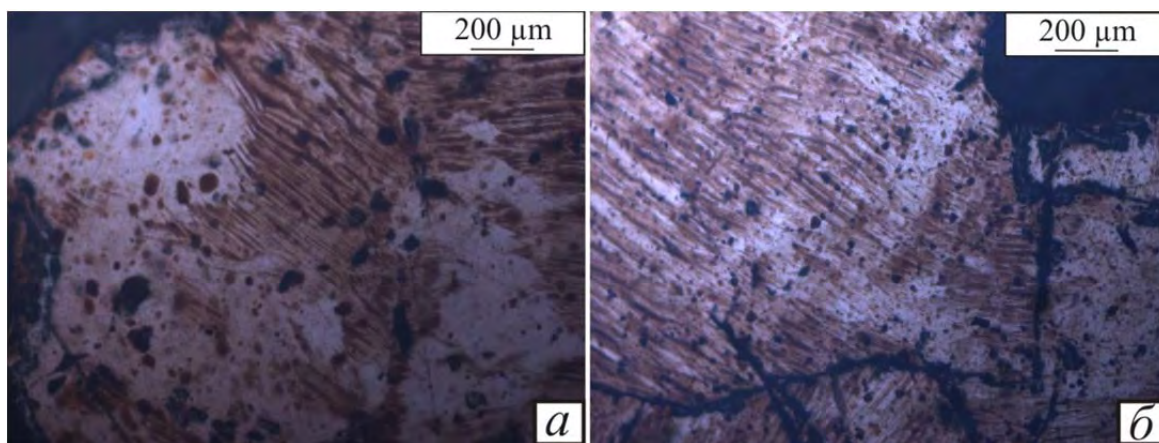


Рис. 4.1. Доменные структуры пирротинов золоторудного месторождения Чертово Корыто:

а – ярко выраженная доменная структура пирротина; б – ярко выраженная равномерная, тонкопластинчатая доменная структура пирротина (светлые участки соответствуют гексагональной немагнитной модификации пирротина, коричневые – моноклинной)

4.2. Электропроводность минералов

При исследованиях сульфидных руд, направленных на прогноз их технологических свойств, широко используется определение термоЭДС (термоэлектродвижущая сила).

ТермоЭДС (Эффект Зеебека) – явление возникновения электродвижущей силы (ЭДС) на концах последовательно соединенных разнородных проводников, контакты между которыми находятся при различных температурах.

Если в проводящем кристалле, например пирите, возникает градиент температуры, то в участках с более высокой температурой происходит увеличение числа свободных частиц (электронов или дырок). Свободные носители станут перемещаться из горячей области в холодную. Перемещение заряженных частиц в итоге приведет к избытку положительных зарядов в одной области кристалла и отрицательных – в другой. Возникнет внутреннее электрическое поле. По мере роста зарядов увеличивается раз-

ность потенциалов между нагретой и холодной частью кристалла. Растущее электрическое поле будет постепенно замедлять диффузию носителей тока, что в итоге приведет к равновесию (потоки зарядов сравняются). Возникшая при этом разность потенциалов и есть термоЭДС. Если носителями тока в минерале (пирите) служат электроны, то знак термоЭДС будет отрицательным. Используя этот эффект, можно разделить электронный или дырочной тип проводимости у минерала.

На величину термоЭДС влияет химический состав минерала, количество и характер примесей. Изучается параметр термоЭДС минералов различными методами. На геологических образцах не стандартизирован. Есть установки для изучения термоЭДС как в отдельных зернах минералов под биноклем, так и в полированных образцах с использованием оптического микроскопа [36, 32].

В целом метод позволяет выделить различные генерации одного минерала в пределах месторождения, рудного тела, определить характер распределения примесей в отдельных зернах минералов или их агрегатах, выявить горизонтальную и вертикальную зональность оруденения [33].

4.3. Твердость минералов

Твердость по праву считается одной из главных констант рудных минералов. **Твердостью минерала** принято называть его способность противостоять механическому воздействию – царапанию острым инструментом или другим минералом [25].

Методы изучения твердости минерала можно разделить на две группы: качественные и количественные. К первой группе относят определение твердости методом царапания и по относительному рельефу. Ко второй группе – измерение твердости методом микровдавливания.

Определение твердости методом царапания

В минераграфии можно изучать твердость минералов путем царапания стальной и медной иглами. Данный способ был предложен А.Г. Бетехтиным в 1933 г. [7].

Твердость определяется под микроскопом при слабом увеличении (увеличение объектива 4,7^x или 9^x). Концом иглы, установленным под углом 30...40° к поверхности минерала, проводят черту. Если осталась царапина, то твердость минерала ниже, чем у иглы. По шкале Мооса твердость стальной иглы составляет 5 ед., медной – 3 ед.

С помощью двух игл можно разбить минералы на три группы:

- 1) минералы низкой твердости – чертятся медной иглой (твердость ниже 3 ед. – галенит, акантит и др.);
- 2) минералы средней твердости – чертятся стальной, но не чертятся медной (твердость от 3 до 5 ед. – халькопирит, сфалерит, теннантит и др.);
- 3) минералы твердые – ни одна игла не оставляет след (твердость выше 5 ед. – никелин, магнетит, ильменит, пирит и др.).

Стоит отметить, что широкого применения метод царапания иглами не получил. Это связано с тем, что медная игла часто ломается или сгибается, создавая неточность полученных результатов, а также часто оставляет на поверхности шлифа примазки меди, которые впоследствии можно принять за включения самородного металла.

Определение твердости по относительному рельефу

Поскольку рудные минералы имеют различную твердость, они по-разному полируются. Твердые минералы стачиваются медленнее, а мягкие – быстрее. Поэтому во всех полированных шлифах твердые минералы слегка возвышаются над мягкими – возникает

микрорельеф (рис. 4.2). Относительную твердость двух минералов, имеющих общую границу, можно определить, применяя **правило световой полоски**, которое звучит следующим образом: *при опускании столика микроскопа (или при поднятии тубуса) световая полоска движется в сторону мягкого минерала, при поднятии столика (опускании тубуса) – в сторону твердого.*

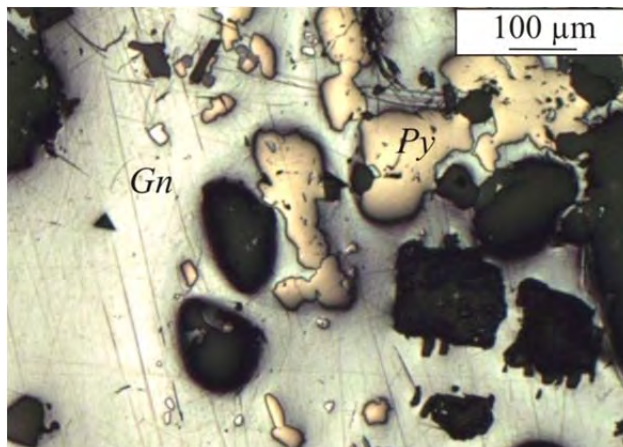


Рис. 4.2. Микрорельеф, получаемый при полировке минералов различной твердости (Gn – галенит; Py – пирит)

Измерение твердости методом микровдавливания

Метод микровдавливания был разработан металловедом, но успешно показал себя в минералогии и был рекомендован Международной комиссией по рудной микроскопии в качестве ведущего способа измерения твердости минералов. Метод основан на определении нагрузки на единицу боковой поверхности отпечатка, полученного от статистического давления на поверхность минерала стандартного наконечника (индентора) [25]. Поскольку измерения проводят в малых объемах вещества, получаемые значения именуют **микротвердостью** минерала. Размерность величины микротвердости выражается отношением нагрузки P (кгс) к площади поверхности отпечатка F (мм²):

$$H = P / F, \text{ кгс/мм}^2.$$

Измерение осуществляется с использованием специальных приборов – **микротвердометров**. На сегодняшний день такие приборы выпускают как зарубежные фирмы Qness (Австрия), Future-Tech (Япония), KB Pruftechnik (Германия), так и российская фирма ЛОМО (прибор марки ПМТ-3М – прил. 2).

В качестве индентора обычно выступают алмазные пирамиды различного сечения: алмазная пирамида **Кнупа** с основанием в виде удлиненного клина, алмазная пирамида **Берковича**, имеющая трехгранное сечение, и алмазная пирамида **Виккерса** с квадратным основанием.

В результате детальных исследований Р. Смитом и Дж. Сетландом в 1925 г. был сделан вывод, что оптимальной формой алмазной пирамидки является четырехгранная пирамида с квадратным основанием и углом при вершине между противоположными гранями, равным 136° (рис. 4.3) [25]. Первый прибор с таким индентором был выпущен фирмой Викарс, поэтому в литературе часто называют измерение твердости «по Викарс». Международное обозначение величины микротвердости VHN (Vickers hardness Number) – число твердости по Викарс.

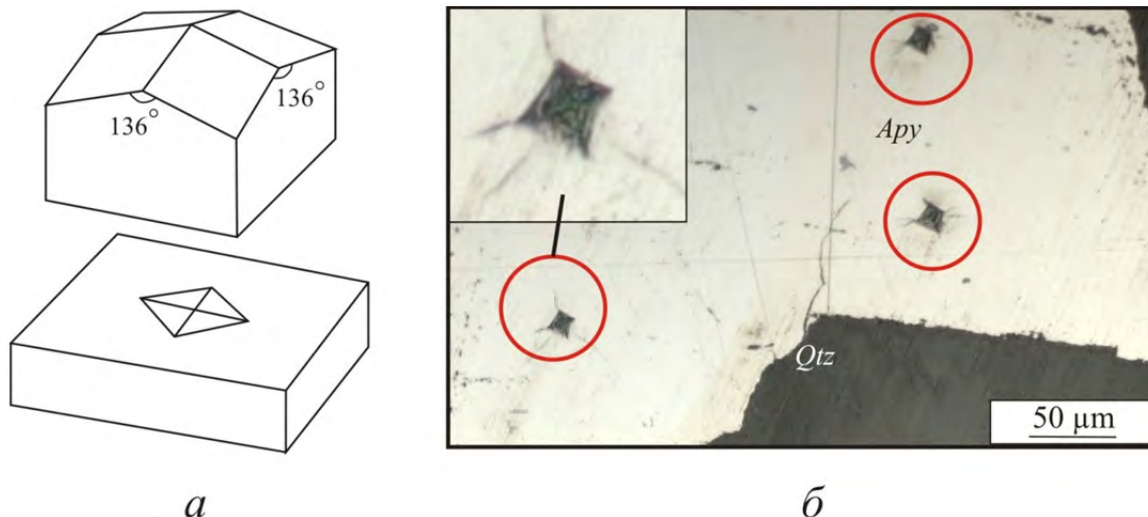


Рис. 4.3. Микротвердость по Виккерсу:
a – форма алмазной пирамидки; *б* – отпечатки пирамидки Виккерса (отпечатки в красных кругах в арсениците (*Apy* – арсеницит, *Qtz* – кварц))

Как было отмечено выше, размерность величины микротвердости выражается формулой, из которой видно, что нагрузка P известна, а площадь поверхности отпечатка необходимо вычислить через диагональ полученного отпечатка. Площадь F боковой поверхности квадратной пирамиды Виккерса с известным углом α (136°) вычисляется по формуле

$$F = \frac{d^2}{2 \sin \alpha / 2},$$

тогда

$$F = \frac{d^2}{2 \sin 68^\circ} = \frac{d^2}{2 \cdot 0,92720} = \frac{d^2}{1,8544}.$$

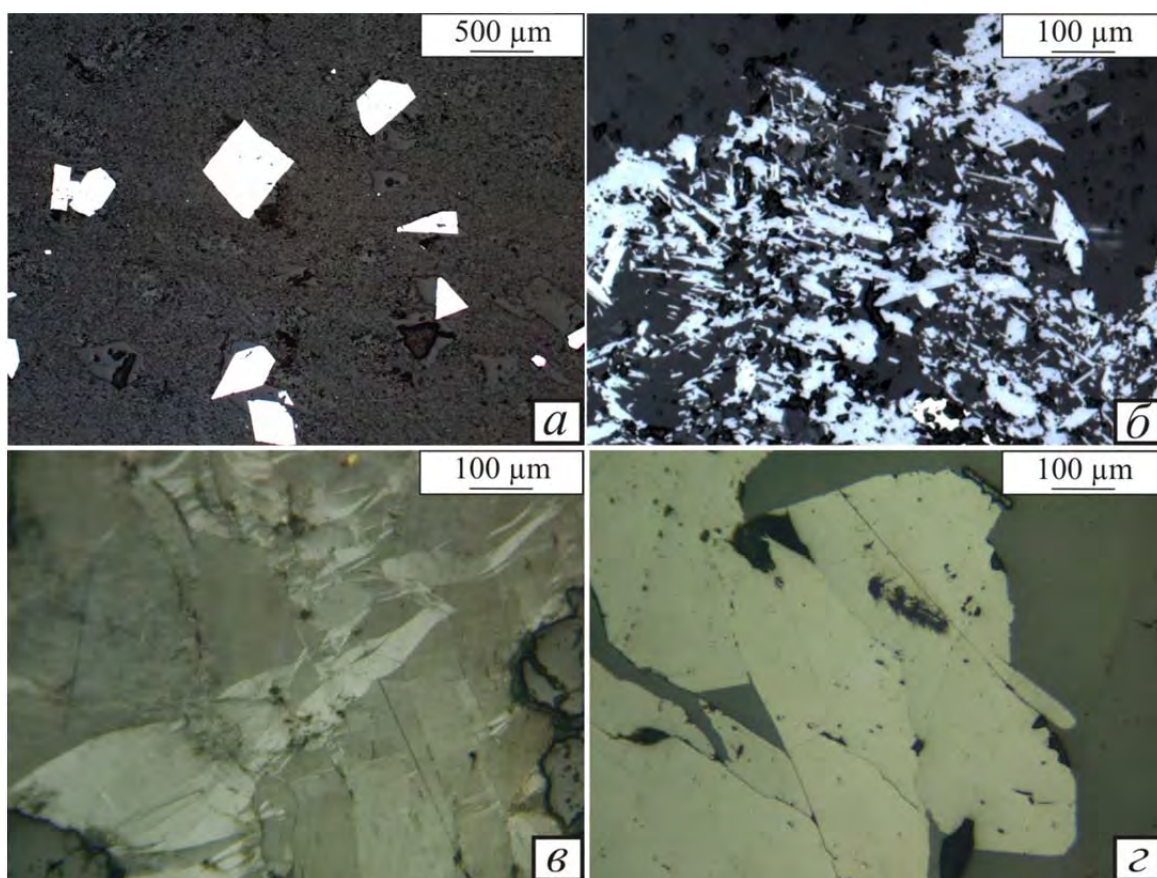
В итоге, подставив F , получаем:

$$H = \frac{1,854P}{d^2}.$$

5. СТРУКТУРНЫЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ

5.1. Форма зерен

При изучении формы зерен следует помнить, что наблюдаемое изображение представляет собой плоское двумерное сечение, которое не всегда отражает истинные размеры и форму зерен. Тем не менее при описании форм минерала в шлифе можно пользоваться принятыми в минералогии терминами: кубическая, октаэдрическая, шестоватая, игольчатая, таблитчатая и др. Понятно, что удлиненные формы могут иметь изометричные сечения (перпендикулярные оси «с»), таблитчатые кристаллы могут быть представлены лейстами (гематит, ильменит), а кубические – треугольниками, прямоугольниками, квадратами (пирит) и другими формами. Для правильного отнесения минерала к низшей или средней категории по форме зерен следует просмотреть ряд сечений этого минерала (рис. 5.1).



*Рис. 5.1. Морфологические признаки минералов в полированных шлифах:
а – изометричные зерна арсенопирита; б – игольчатые выделения рутила;
в – лейсты молибденита; г – таблитчатые удлиненные зерна касситерита*

В руде большинство минералов обычно не имеют кристаллографических очертаний, однако для некоторых минералов форма зерен (их габитус) является дополнительным диагностическим признаком [17].

Наиболее часто встречаемые формы рудных минералов приведены в табл. 5.1.

Таблица 5.1

Формы некоторых рудных минералов ([47] с дополнениями авторов)

| Форма зерен (морфология) | Минерал |
|--------------------------|---|
| Изометричные | Галенит, пирит, хромит, магнетит, арсенопирит |
| Игольчатые | Гематит, антимонит, джемсонит, рутил |
| Лейстообразные | Ильменит, гематит, молибденит |
| Таблитчатые | Ковеллин, молибденит, графит, гематит |

5.2. Спайность и отдельность

Как известно, спайность минерала – это его способность раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям. Это механическое свойство кристаллических тел связано с их внутренним строением и не зависит от внешней формы кристаллов [8]. Спайностью обладают многие рудные минералы (сфалерит, галенит, аурипигмент и др.), но не всегда это свойство можно увидеть в оптический рудный микроскоп. При изготовлении полированных шлифов происходит скалывание минерала по направлению спайности. Полученные трещины при дальнейшей полировке и шлифовке «залечиваются» сошлифованным материалом (порошком). Поэтому для некоторых минералов спайность может служить диагностическим признаком. Например, при полировке галенита происходит выкрошивание мелких частиц по направлению спайности (100) и образуются черные треугольники («треугольники выкрошивания») (рис. 5.2). Подобные формы углублений наблюдаются также у пентландита, магнетита, сфалерита и других минералов. Треугольной или прямоугольной, ромбообразной формы выколки образуются у минералов с призматической спайностью. Пинакоидальная спайность наблюдается в виде серии параллельных трещин.

Спайность в целом не является надежным признаком для диагностики минералов. Ее явное наличие напрямую зависит от качества приготовления полированного шлифа. При идеальной полировке спайность может не выявляться [35].

5.3. Двойникование и зональность

Очень важными диагностическими и генетическими признаками некоторых рудных минералов могут быть двойники и зональность (рис. 5.2).

Двойникование – это образование в монокристалле областей с закономерно измененной ориентировкой кристаллической структуры. Обычно структуры двойниковых образований являются либо зеркальным отражением атомной структуры материнского кристалла в определенной плоскости (плоскости двойникования), либо возникают при повороте структуры матрицы вокруг кристаллографической оси (оси двойникования) на определенный угол [21]. Двойники – это сростки из двух и более кристаллов с закономерной ориентировкой. Двойники бывают трех типов: двойники сростания, прорастания и полисинтетические двойники.

Двойникование не всегда заметно в отраженном свете. В изотропных кристаллах обнаруживается по изменению ориентировки спайности, в анизотропных – по разному погасанию в скрещенных николях. Более детально двойникование можно изучить путем травления.

Зональность вызывается перерывом в процессе кристаллизации, изменением состава раствора, ритмическими изменениями условий отложения минералов, распадом твердых растворов, а также раскристаллизацией коллоидов [35]. Зоны различаются содержанием механических примесей, захваченных во время роста, пористостью, составом главных компонентов (смальтин-хлоантит), элементами-примесями. Часто зональность обнаруживается у таких распространенных минералов, как пирит, сфалерит, магнетит, а также сафлорит, кобальтин, уранинит, арсенопирит, минералов марганца и др. Зональность можно обнаружить при одном николе, в скрещенных николях и после химического травления (рис. 5.2).

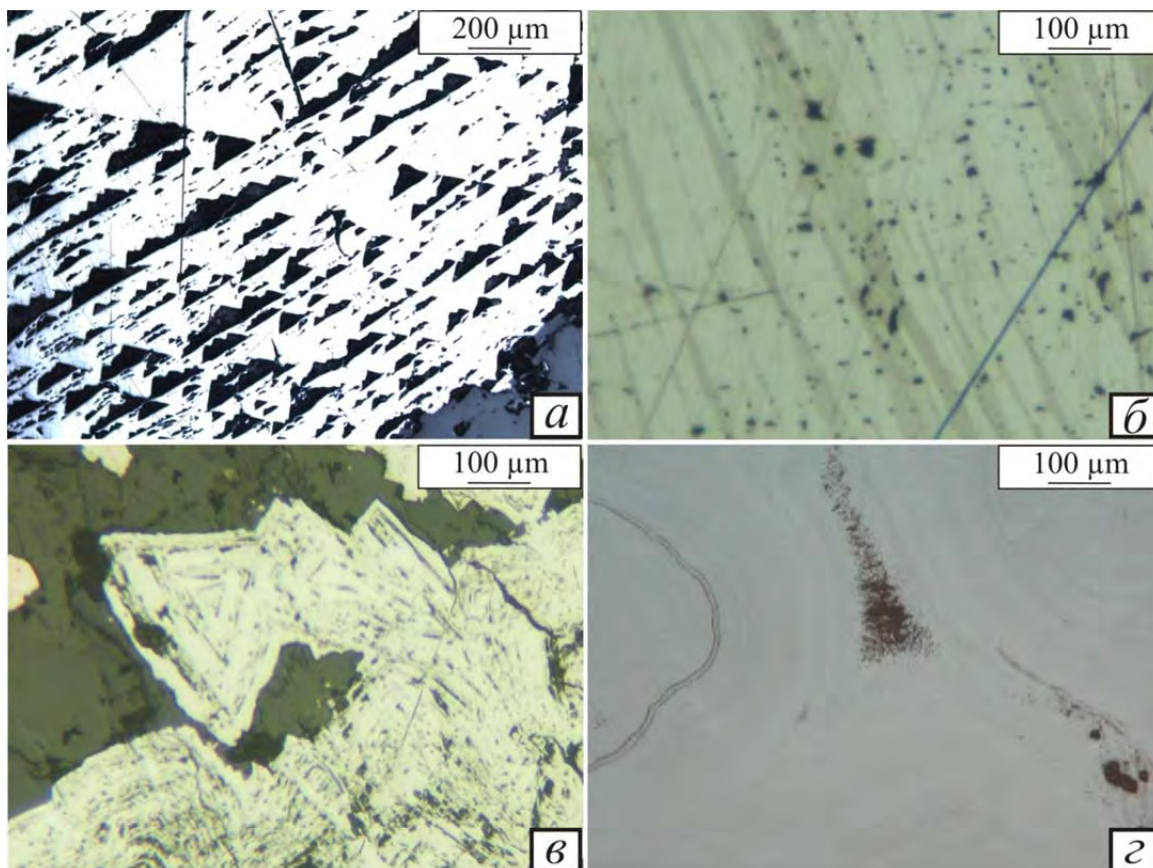


Рис. 5.2. Структурные признаки минералов в полированных шлифах: а – треугольники выкрошивания у галенита; б – полисинтетическое двойникование антимонита; в – зональные зерна сафлорита; г – колломорфные образования марганцевой руды

Вопросы для самопроверки

1. Какие свойства минералов относят к прочим?
2. Что такое магнитность минералов и как ее можно наблюдать, изучать?
3. Что такое термоЭДС?
4. Какую информацию может нести термоЭДС?
5. Что такое твердость минералов?
6. Какие методы определения твердости минералов вам известны?
7. В чем суть метода микровдавливания?
8. Что такое индентор? Какой используется индентор для замера микротвердости минерала?
9. Как называется прибор для замера параметра микротвердости?

10. Какие выделяют основные морфологические формы зерен?
11. Для каких минералов характерны изометричная, игольчатая, таблитчатая формы?
12. Для каких минералов спайность может служить диагностическим признаком?
13. Что такое двойникование и для каких минералов оно характерно?
14. Почему у минерала может проявляться зональность?

6. ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

6.1. Метод травления

Метод травления полированной поверхности рудных минералов был заимствован из металлографии и раньше применялся на ранних этапах минераграфических исследований как ведущий метод диагностики минералов. Травление может быть диагностическим и структурным.

Диагностическое травление на ранних этапах минераграфических исследований производилось стандартным набором химических реактивов, в качестве которых применяются концентрированные кислоты – соляная и азотная, водные растворы: KOH – 40%-й водный раствор, KCN – 20%-й раствор, HgCl₂ – 5%-й раствор, FeCl₃ – 20%-й раствор [47]. В настоящее время использование современных (точечных) методов анализа привело к вытеснению метода травления. Этот метод применяется ограниченно [9]. В качестве реактивов для диагностического травления используются в основном концентрированные азотная и соляная кислоты, царская водка и едкий калий. Метод диагностического травления позволяет различить сходные по цвету и отражательной способности минералы.

Для нанесения реактивов при травлении на исследуемый участок полированного шлифа используются пипетки, платиновые проволочки с загнутой петлей на конце; можно применять обычную фильтровальную бумагу, сложенную углом. Время травления, если оно не оговорено, изменяется от 1 до 10 с, максимум 60 с. Если руда состоит из мелко-тонкозернистого агрегата, травление производится под микроскопом при увеличении 60^x...80^x. При этом металлические части объектива покрываются слоем вазелина во избежание порчи.

Для оценки результатов травления химическими реактивами время действия каждого реактива должно быть строго ограничено и после действия реактива его каплю снимают с аншлифа фильтровальной бумагой, затем промывают протравленный участок водой и протирают аншлиф на сукне. После этого наблюдают под микроскопом с одним николем результаты травления. Положительными считаются результаты реакции травления, если остаются следы травления в виде осадков, шероховатости полированной поверхности, пятен. Результаты считаются отрицательными, если после снятия капли реактива не остается никаких явных следов травления.

Структурное травление необходимо для выявления внутренней микроструктуры минеральных агрегатов (срастаний, двойникования, зональности и др.). Методика проведения структурного травления аналогична описанной выше. Отличия заключаются в использовании различных реактивов и во времени выдержки (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Пример диагностического и структурного травления [47, 48]

| Минерал | Диагностическое травление | Структурное травление |
|-------------|--|--|
| Антимонит | HNO ₃ – медленно вскипает и чернеет; KOH – бурлит и образуется оранжево-красный осадок. Остальные реактивы не действуют | KOH 5 % – после удаления осадка выявляются полисинтетические двойники, зональное строение, сетчатая структура |
| Арсенопирит | HNO ₃ – вскипает и окрашивается в коричневый цвет. Остальные реактивы не действуют | H ₂ O ₂ , KMnO ₄ + KOH (10...30...60 с) – выявляются веретенообразные двойники роста, пластинчатые двойники скольжения, тройники, зональность |

6.2. Химические реакции на отдельные элементы

Определение в минералах различных химических элементов возможно с помощью следующих методов: кристаллоскопический, капельный, пленочный, реакция по методу отпечатков [37, 47, 48].

Кристаллоскопический метод позволяет определить один или несколько элементов в растворе. Сперва минерал травят в HNO_3 , HCl или царской водке ($\text{HNO}_3 + \text{HCl}$), затем каплю полученного раствора помещают на предметное стекло. В полученный раствор вводят соответствующий реактив или реактивы, которые вызывают осаждение солей искомого элемента. Искомый элемент определяют по цвету.

Пример анализа на кобальт. Минерал травят HNO_3 (конц.). Раствор пипеткой переносят на предметное стекло и добавляют каплю фосфорной кислоты (H_3PO_4), затем досуха выпаривают и накладывают каплю ртутно-родановой соли. Выпадают синие кристаллы двойной родановой соли кобальта и ртути.

Капельный анализ основан на различии в скоростях диффузии растворенных веществ, которые адсорбируются фильтровальной бумагой. При нанесении капли на фильтровальную бумагу увеличивается концентрация растворенного вещества в соответствующих участках влажного пятна на фильтровальной бумаге.

Капля испытуемого раствора и реактива помещается на фильтровальную бумагу. Искомый элемент определяют по цвету пятна. Если в результате реакции образуется легкорастворимая соль искомого элемента, то она уносится на периферию капли, где открывается в виде кольца. В том случае, когда в растворе имеется несколько элементов, взаимодействующих с одним и тем же реактивом, и искомым элементом образует нерастворимую соль, искомым элементом откладывается в центре капли или на ее периферии, где после промывания (удаления легкорастворимых элементов) он выступает в виде цветного пятна или кольца.

Пример анализа на никель. Кусочек никельсодержащего минерала растирают в ступке и растворяют в нескольких каплях HNO_3 или HCl . В получившийся раствор добавляют диметилглиоксим NH_4OH 10%-й. Появляется малиновое пятно или кольцо.

Пленочный анализ основан на образовании окрашенных пленок на поверхности минералов [48]. Прокрашивание проводят на шлифованных или полированных поверхностях образца.

На исследуемый минерал помещают каплю реактива, выдерживают необходимое количество времени и снимают каплю фильтровальной бумагой. На месте возникает цветная пленка вследствие образования осадка.

Пример анализа на установление в руде англезита. На поверхность аншлифа помещают каплю 5%-го KI . Через минуту каплю снимают фильтровальной бумагой. На поверхности появится желтая пленка.

Реакции по методу отпечатков способствуют определению химических элементов и характера их распределения в пределах полированной поверхности. Для этого к полированной поверхности аншлифа прикладывают фотобумагу с желатиновым слоем, пропитанную реактивом. В результате реакции получается «цветная карта», указывающая не только на наличие и распределение отдельных зерен минерала, содержащего искомым элемент, но и нередко на его структурные особенности [39].

Пример анализа на марганец. Фотобумагу пропитывают уксуснокислым бензидином и прикладывают к поверхности полированного шлифа. Выдерживают 30 с. Наблюдают получившийся отпечаток (рис. 6.1, а). Обратите внимание, что на отпечатке хорошо проявлено коллоидное строение, что характерно для марганцевых минералов.

Пример анализа на никель. Фотобумагу пропитывают 25%-м раствором аммиака и прикладывают к поверхности шлифа. Выдерживают 30 с. Затем поверхность дополнительно проявляют рубановой кислотой. Наблюдают получившийся отпечаток (рис. 6.1, б).

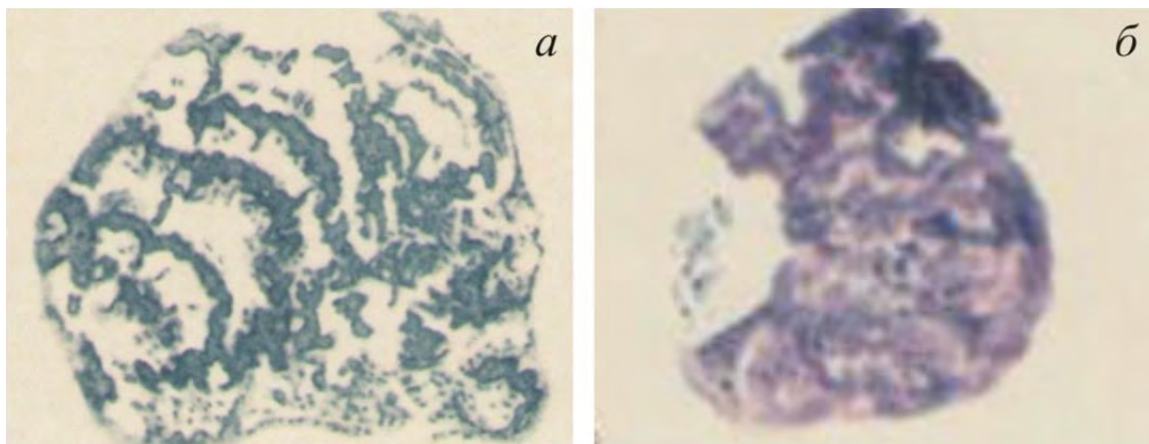


Рис. 6.1. Реакции по методу отпечатков:

а – пиролозит, прямой отпечаток;

б – никелин, виоларит – $FeNi_2S_4$ (темно-синий прямой отпечаток) [47]

Вопросы для самопроверки

1. В чем суть химических методов диагностики рудных минералов?
2. Какие методы травления вам известны (суть, особенность метода)?
3. Какие обычно реактивы используют для травления?
4. В чем суть диагностического и структурного травления (приведите пример)?
5. В чем суть метода отпечатков?
6. Почему на сегодняшний день химические методы диагностики рудных минералов в полированных шлифах используются редко?

7. ЛИНЕЙНЫЕ РАЗМЕРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН И ИХ ОТНОСИТЕЛЬНОЕ КОЛИЧЕСТВО

7.1. Измерение размеров минеральных зерен

Измерение размеров минеральных выделений имеет особое значение для выбора метода технологической обработки руды. Самым простым прибором для таких измерений является микрометр-окуляр (окулярная шкала). Он имеется во всех микроскопах. В фокальной плоскости микрометр-окуляра вставлена стеклянная пластина с делениями (обычно 10 больших делений, каждое из которых разделено еще на 10 маленьких).

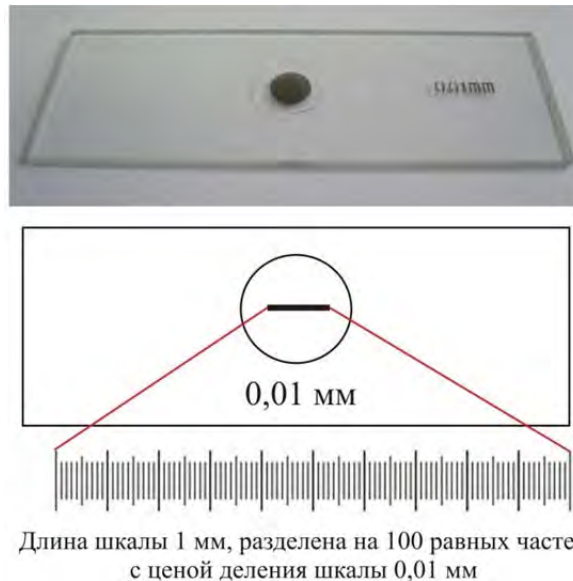


Рис. 7.1. Объект-микрометр

Для линейного замера минерального зерна необходимо определить количество делений окулярной шкалы, которое отвечает длине или ширине минерала, и полученное число умножить на цену деления окулярной шкалы. Для установления цены деления микрометричного окуляра пользуются объект-микрометром, который имеется в каждом микроскопе (рис. 7.1). Он представляет собой стеклянную пластинку, на которой нанесены деления в сотых долях миллиметра. Внизу указана цена деления. Для определения цены деления окулярной шкалы необходимо объект-микрометр поместить на столик микроскопа вместо шлифа и сфокусировать шкалу объект-микрометра. Затем нужно совместить окулярную шкалу и шкалу объект-микрометра, как показано на рис. 7.2. Далее подсчитывают, сколько делений объект-микрометра входит (например, в 10 или 20 делений окулярной шкалы).



Рис. 7.2. Совмещенные шкалы объект-микрометра и окулярной шкалы

Пример. Десяти делениям окулярной шкалы соответствует 12 делений объект-микрометра; поскольку каждое деление объект-микрометра составляет 0,01 мм, то одно деление микрометренного окуляра будет равно $12 \times 0,01/11 = 0,011$.

Для удобства практической работы полезно составить табличку цены делений окулярной шкалы для различных комбинаций окуляр + объектив (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Цена деления окулярной шкалы

| Увеличение объектива | Увеличение окуляра | Цена деления окулярной шкалы |
|----------------------|--------------------|------------------------------|
| | | |
| | | |

Примечание. Таблицу следует заполнить самостоятельно применительно к своему микроскопу.

7.2. Определение относительного количества минеральных зерен

В практической работе часто необходимо получить данные о количественном минералогическом составе руды. Для этого существует ряд методов, главнейшими из которых являются метод стандартного препарата, планиметрический, линейный и точечный методы [47, 48, 35].

Планиметрический метод. Подсчет проводится с помощью окуляра-сеточки, имеющей 400 квадратов, которые разделены жирными линиями на четыре части по 100 квадратов (рис. 7.3). Часть аншлифа, которая подлежит подсчету, обводится цветной тушью, и плотно (без зазоров) последовательно покрывается сеточкой. Просмотрев первое поле зрения, подсчитывают количество клеточек, приходящихся на каждый минерал (рудный и нерудный). Части клеточек, занятые одним и тем же минералом, объединяют в целые. Затем с помощью салазок-препаратоводителя передвигают аншлиф вперед таким образом, чтобы следующий квадрат явился продолжением предыдущего.

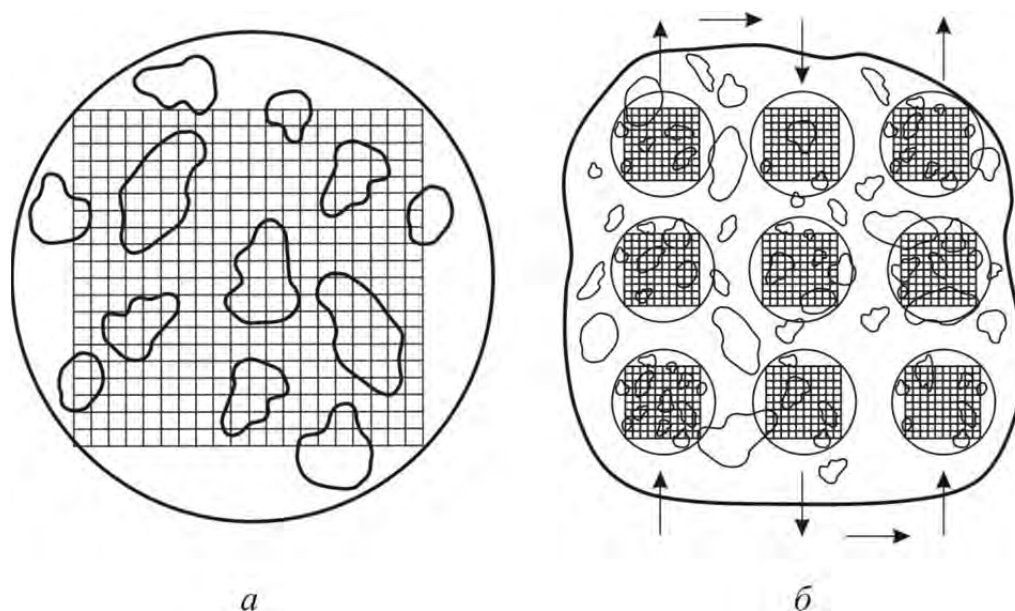


Рис. 7.3. Планиметрический метод определения количественного содержания минералов в полированном шлифе [48]: а – одно поле зрения; б – общая схема подсчета, стрелками показано перемещение аншлифа

Таким образом просматривают весь полированный шлиф и записывают результат в виде таблицы (табл. 7.2). Далее по пропорции рассчитывают содержание каждого минерала в процентах.

Таблица 7.2

Пример количественного подсчета минералов планиметрическим методом [48]

| Квадраты | Количество клеток | | | |
|----------------------|-------------------|-------------|------------|------------|
| | Пирит | Сфалерит | Галенит | Кварц |
| 1 | 53,5 | 245 | 45 | 56,5 |
| 2 | 83,5 | 229,5 | – | 87 |
| 3 | 97,5 | 247,5 | 4,5 | 50,5 |
| 4 | 61,5 | 221 | 32,5 | 85 |
| ВСЕГО | 296 | 943 | 82 | 279 |
| Содержание, % | 18,5 | 59,0 | 5,1 | 5,1 |

Упрощенный прием оценки площадей в шлифе предложил С.А. Вахромеев (*метод стандартного препарата*). Количественные содержания минералов в шлифе определяются при визуальном сравнении с эталонной диаграммой (рис. 7.4).

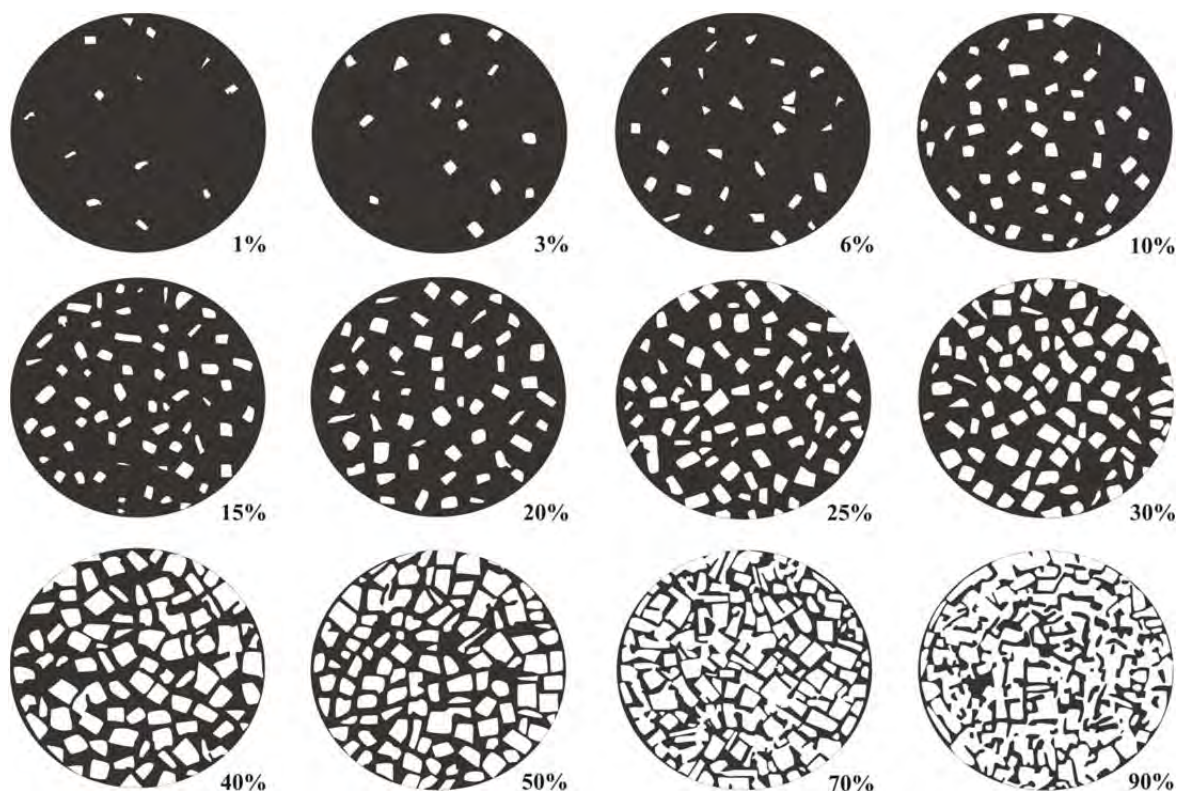


Рис. 7.4. Определение относительного количества минералов в полированном шлифе методом стандартного препарата [10]

В основу *точечного метода* положено следующее: если в плоскости полированного шлифа равномерно распределить некоторое количество точек (порядка 1000), то соотношение чисел точек, пришедшихся на долю каждого минерала, может быть приравнено к соотношению суммарных площадей, занимаемых сечениями этих минералов в шлифе, а следовательно, и суммарных объемов, занимаемых зернами этих минералов в образце.

Передвижение аншлифа проводится с помощью салазок скачками на средний диаметр сечения по одной линии и регистрируется только тот минерал, который попал в крест нитей. Затем двигают аншлиф и проходят вторую линию, отстоящую от первой на средний диаметр сечения зерен, и снова фиксируют минералы, оказавшиеся в данный момент в перекрестье. Когда замеры проведены по всему аншлифу, подсчитывают число точек, приходящихся на каждый минерал от общего числа точек, принятого за 100 % (рис. 7.5).

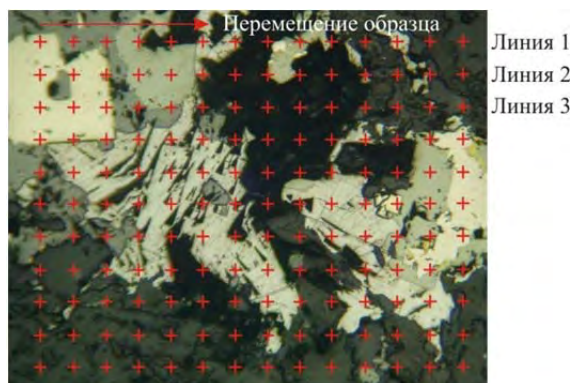


Рис. 7.5. Точечный метод подсчета количественного содержания минералов в полированном шлифе

В 1930 г. метод был предложен А.А. Глаголевым и независимо от него Е. Томпсоном [35].

Линейный метод. По шкале окуляр-микрометра проводится измерение поперечника зерен (в делениях шкалы) при допущении, что поперечники зерен при большом числе замеров пропорциональны площадям, а площади – объемам. Выбранная для подсчета часть аншлифа покрывается линиями, расстояния между которыми принимаются равными среднему сечению зерна. Пройдя все поля вдоль одной линии и замерив длину сечения всех встреченных минералов (в том числе нерудных), передвигают салазки на следующую линию и снова проходят ее, в каждом поле замеряя по шкале поперечники всех зерен. Рекомендуется пройти 10–20 полей. Затем суммируют длину поперечников зерен в каждом поле, а всю длину линий по полям принимают за 100 % (рис. 7.6). Таким образом находят процентное содержание каждого минерала в руде, включая и нерудные минералы.

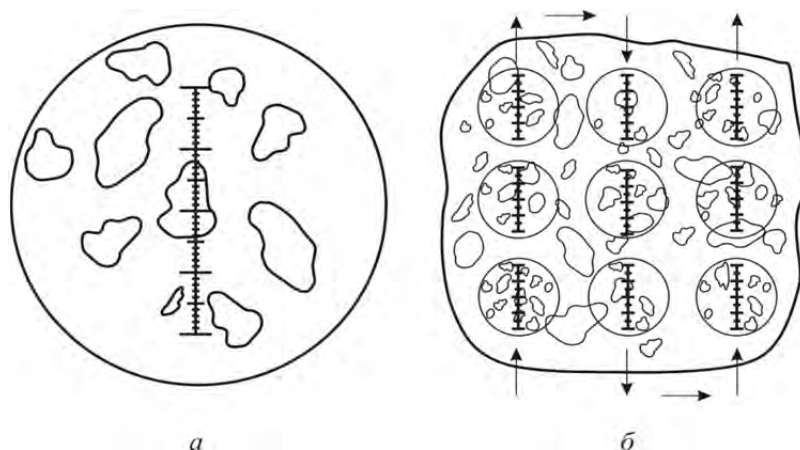


Рис. 7.6. Линейный метод определения количественного содержания минералов в полированном шлифе [48]: а – одно поле зрения; б – общая схема подсчета, стрелками показано перемещение аншлифа

При количественном минералогическом подсчете линейным методом используют окуляр-микрометр, а также интеграционный столик Андина (рис. 7.7), который помещается на столик микроскопа. Интеграционный столик состоит из металлической рамы, на которой смонтированы шесть измерительных барабанов, снабженных винтами. С помощью каждого из них шлиф может быть перемещен в одном направлении. Прибор устанавливается так, чтобы движение производилось параллельно нитям окулярного креста. Затем с точкой пересечения креста нитей совмещают границу зерна и вращают один из винтов с измерительным барабаном до совмещения с этой точкой, следующей по ходу границы этого зерна. То же делается и с другими минералами при вращении винта другого барабана и т. д. После окончания подсчета суммарная длина отрезков, отвечающих каждому минералу, определяется по разности отсчетов на соответствующем измерительном барабане.

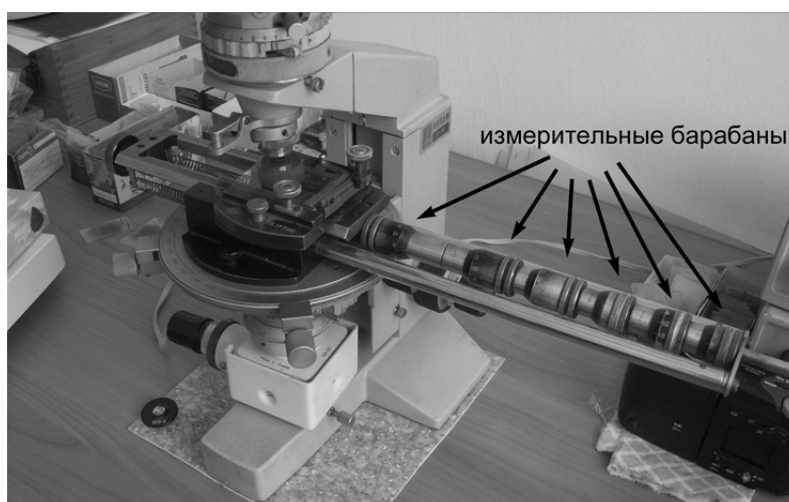


Рис. 7.7. Интеграционный столик Андина на станине микроскопа ПОЛАМ-Р113

Метод может быть рекомендован как для равномернозернистой, так и неравномернозернистой руды.

7.3. Автоматизация измерений

На современном этапе развития техники и технологии все чаще прибегают к **автоматическому измерению количества минерального вещества в полированных образцах**. В общих чертах автоматический минералогический анализ можно описать следующим образом: это платформа, позволяющая производить сбор, регистрацию и наложение изображений, полученных из различных источников (SEM, SEM-EDS, оптические изображения, катодолюминесценция и др.) с последующей идентификацией минеральных фаз.

На сегодняшний день анализатор изображений – это автоматизированное компьютерное рабочее место, позволяющее выполнять задачи, которые вчера требовали огромных временных затрат. Современный анализатор позволяет получать точную количественную информацию по десяткам и сотням объектов изображения за доли секунды, что сильно превосходит возможности человека [37].

Для реализации процесса автоматического подсчета количества минеральных фаз в образце необходимо обработать любым способом полученное изображение плоского сечения. Интересующий минерал диагностируется, затем изображение го-

товится для анализа. Конечной целью такой подготовки является корректное выделение интересующей фазы.

Наиболее часто используется метод **выделения фаз по яркостным характеристикам**. В этом случае производится выбор всех точек изображения, попадающих в определенный интервал яркости. Выделение объектов (минеральных фаз) по яркости происходит путем установки пороговых значений яркости. Все точки изображения, попадающие в этот порог, распознаются системой, а затем подсчитываются.

Реже в минералогической практике используется метод **выделения объектов по цвету**. Он применяется для объектов, имеющих одинаковую яркостную характеристику и при этом разные цвета. Также возможно вести подсчет **по текстурным особенностям**. Объект в данном случае распознается по внешним текстурным особенностям – форма, размер зерен и т. д.

Сегодня на рынке присутствует много программных продуктов для анализа изображений. К наиболее известным фирмам относятся:

- Leica Microsystems (www.leica-microsystems.com, Германия);
- Leco (www.leco.com, США);
- Buehler (www.buehler.com, США);
- Noesis (www.noesis.fr, Франция);
- Clemex (www.clemex.com, Канада);
- ВидеоТест (www.videotest.ru, Россия).

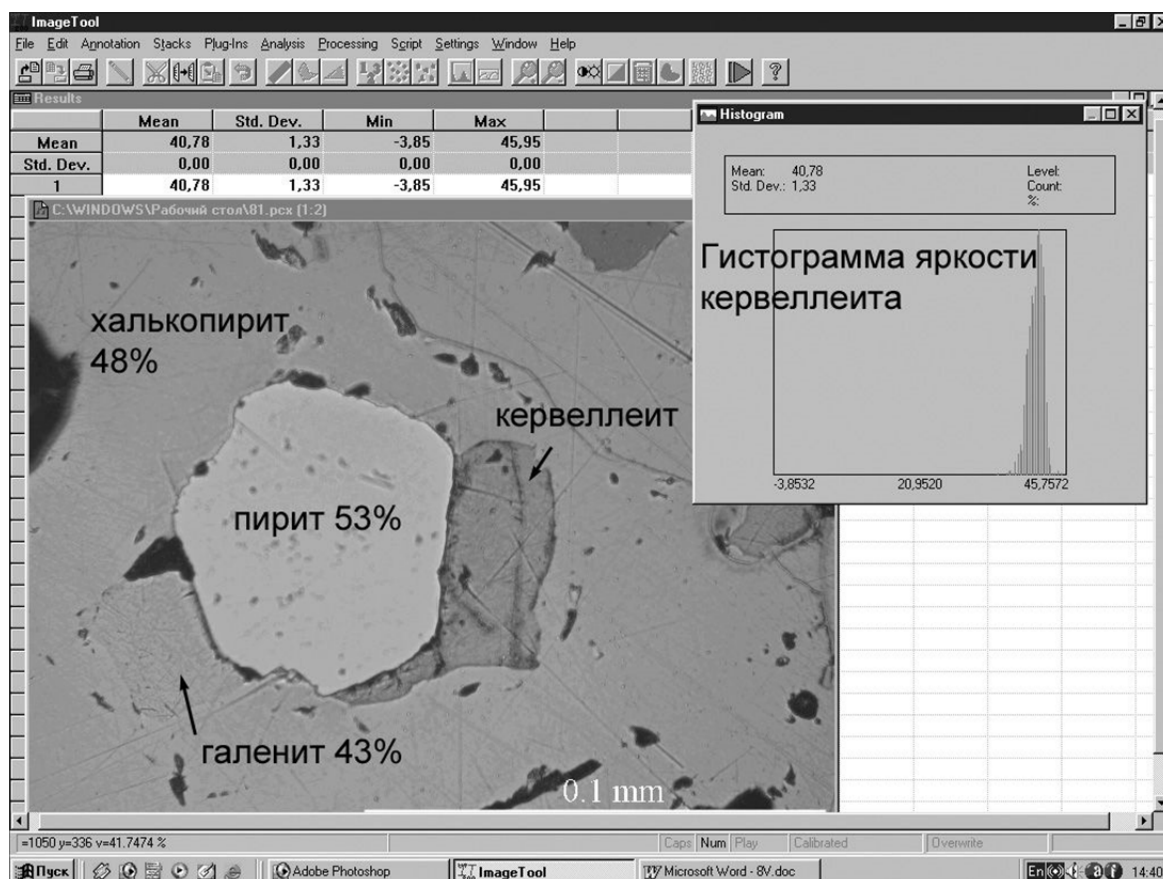


Рис. 7.8. Оценка отражательной способности кервеллеита (Ag_4TeS) с помощью программы ImageTool [37]

Помимо коммерческих систем можно использовать программы, находящиеся в свободном доступе, например Image-Tool (<http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html>). На рис. 7.8 дана оценка отражательной способности кервеллеита из месторождения Мургул (Турция) [37]. Яркость каждого пикселя оцифрованного изображения варьирует от 0 до 255. Градуировка сводится к приведению имеющихся значений яркости к 100 %. Для этого используются минералы с известной отражательной способностью. В рассматриваемом случае это пирит ($R = 53 \%$), халькопирит ($R = 48 \%$) и галенит ($R = 43 \%$). Далее можно проводить измерения, построив гистограмму яркости. Для кервеллеита характерна отражательная способность, равная 41 %.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое объект-микрометр и для чего он нужен?
2. Как определить количество делений окулярной шкалы?
3. Какими методами можно определить относительное количество минеральных зерен в полированном шлифе?
4. В чем суть планиметрического метода?
5. В чем суть метода стандартного препарата?
6. В чем суть точечного метода?
7. В чем суть линейного метода?
8. В чем суть автоматизации измерений?

8. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ

Ниже приведена сводная информация по основным диагностическим свойствам часто встречаемых рудных минералов. Данные собраны с использованием [3–5, 8, 10–12, 28, 34, 41, 44, 46–48]. Большинство фотографий выполнено авторами, часть заимствована из [34, 49].

Антимонит (стибнит) *Antimonite Sb_2S_3 (Stibnite)*

Общие сведения. Кристаллизуется в ромбической сингонии. Химический состав: Sb – 71,38 %; S – 28,62 %. Может содержать изоморфную примесь As и механическую примесь Au и Ag.

В отраженном свете. Полируется хорошо, несмотря на невысокую твердость. Рельеф низкий (больше, чем у аурипигмента и реальгара, но меньше, чем у халькопирита). Цвет белый, с сильным блеском, подобно галениту. Показатель отражения 30...44 %. Двуотражение сильное (ΔR может достигать 40 %) в серых тонах и не сопровождается цветным эффектом. Нередко можно наблюдать пластинчатые двойники, выявленные двуотражением. Эффекты анизотропии яркие и очень заметные. Погасание прямое. При нестрогой скрещенности николей заметны цветовые эффекты анизотропии в светло-серовато-синих, серовато-белых, коричневых, розовато-коричневых тонах. Микротвердость 65...167 кгс/мм². Встречается в виде крупных пластинчатых кристаллов, которые нередко изогнуты и деформированы. Для антимонита характерно наличие двойников (рис. 8.1).

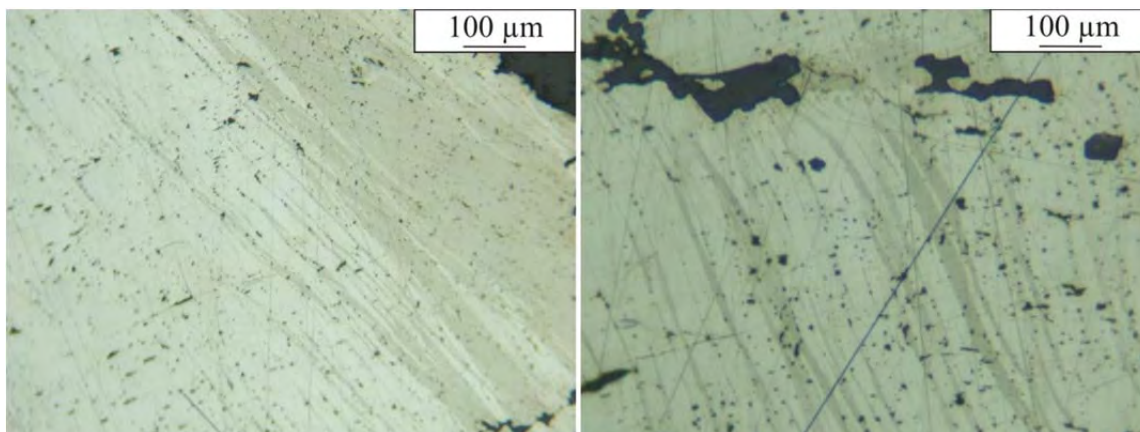


Рис. 8.1. Антимонит в отраженном свете с полисинтетическим двойникованием

Арсенопирит *Arsenopyrite $FeAsS$*

Парагенезис. Антимонит встречается в парагенезисе с джемсонитом, буланжеритом, блеклой рудой, арсенопиритом, аурипигментом, киноварью. В сростках с галенитом не встречается.

Общие сведения. Арсенопирит является крайним членом непрерывного ряда $FeAsS-CoAsS$ (арсенопирит, глаукодот, аллоклазит). Химический состав: Fe – 34,3 %; As – 46,0 %; S – 19,7 %. Кристаллизуется в ромбической (моноклинной?) сингонии. В своем составе может содержать изоморфные примеси Co, Ni, Sb. Если в сульфиде есть химическая примесь Co, изоморфно замещающая Fe в количестве от 3 до 9 %, то арсенопирит называют *данаит* ((Fe,Co)AsS). При более высоком содержании ко-

бальта (до 27 %) минерал определяется как самостоятельный вид – *глаукодом* ((Co,Fe)AsS).

В отраженном свете. Полируется хорошо, но медленно. Относительный рельеф высокий (выше, чем у пирротина и магнетита, но меньше чем у пирита). Имеет белый цвет со слегка желтоватым, розоватым или голубоватым оттенками, заметными в окружении других минералов. Показатель отражения высокий (51...54 %). Обладает слегка заметным двуотражением. Эффекты анизотропии довольно сильные и, как правило, с голубым (реже с зеленым или розовым) оттенком. При плохой полировке явление анизотропии диагностировать сложнее. Микротвердость изменяется в широких пределах 745...1127 кгс/мм². Минерал обычно образует вкрапленные кристаллы с характерным ромбовидным сечением в породах или плотные зернистые массы (рис. 8.2).

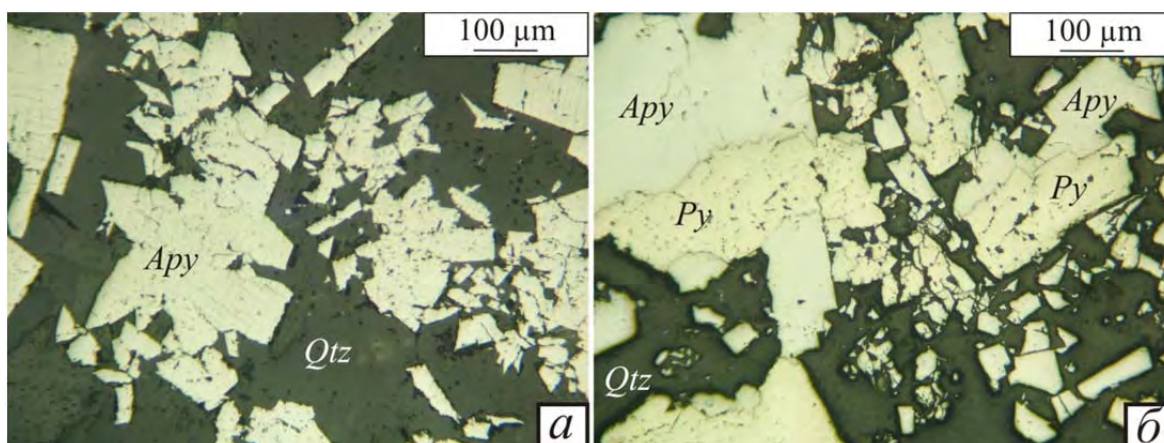


Рис. 8.2. Арсенопирит в отраженном свете: а – ромбовидные кристаллы арсенопирита (Apy) в кварце (Qtz); б – арсенопирит в ассоциации с пиритом (Py) в кварце

Аурипигмент *Orpiment As₂S₃*

Парагенезис. Арсенопирит (часто пористый) встречается в месторождениях олова, вольфрама, висмута, ртути, меди, свинца, цинка, золота. Ассоциирует с леллингитом, кобальтином, касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, минералами висмута, золотом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, киноварью, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, пиритом. В зоне окисления по арсенопириту развивается *скородит* Fe[AsO₄]2H₂O. В отраженном свете он выглядит серым (отражение низкое, не более 10...15 %). Образует мелкие включения в арсенопирите.

Общие сведения. Аурипигмент принадлежит к моноклинной сингонии. Химический состав: As – 60,9 %; S – 39,1 %. Может содержать примеси Sb, Tl и Se. Макроскопически лимонно-желтый.

В отраженном свете. Полируется хорошо, но из-за низкой твердости нередко остается иштрихованным. Имеет серо-белый цвет. Показатель отражения средний (18...27 %). Обладает сильным двуотражением (ΔR достигает 30 %). В скрещенных николях сильно анизотропен, но из-за внутренних рефлексов эффект анизотропии почти не наблюдается. Внутренние рефлексы светлые, белые до лимонно-желтых. Хорошо проявляются в плохо изготовленных шлифах. Микротвердость 26...33 кгс/мм². Образует игольчатые или таблитчатые кристаллические скопления, часто радиально-лучистые агрегаты (рис. 8.3).

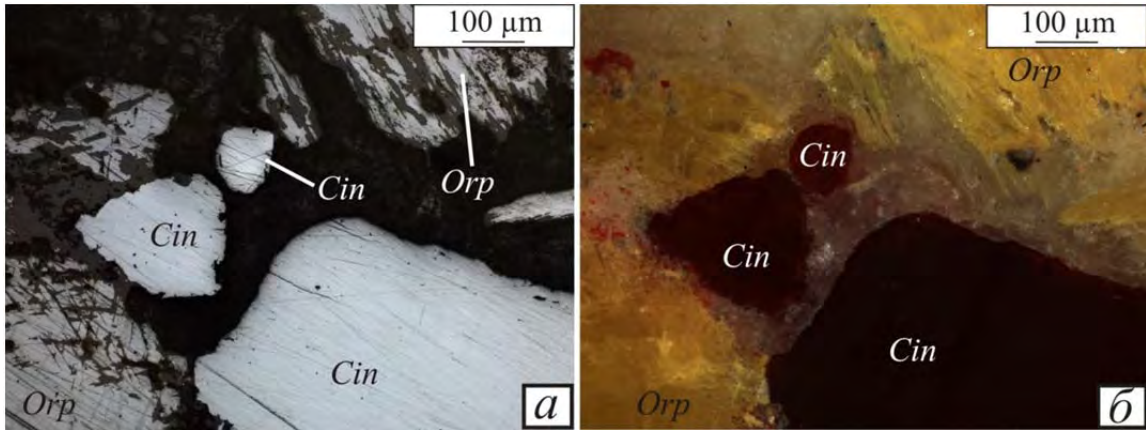


Рис. 8.3. Аурипигмент в отраженном свете:
а – аурипигмент (Orp) со следами полировки в ассоциации с киноварью (Cin) при одном николе;
б – то же при скрещенных николях (хорошо проявлены желтые внутренние рефлексы)

Парагенезис. Аурипигмент ассоциирует с реальгаром, киноварью, антимонитом, арсенопиритом.

Борнит *Bornite* Cu_5FeS_4

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. При температуре ниже 170 °С переходит в псевдокубический борнит (ромбическая сингония). Химический состав: Cu – 63,3 %; Fe – 11,1 %; S – 25,6 %. Может содержать примеси Ag, Bi, Zn, Se, Ni, Co, Ge, As, Sb, Ir, Pb.

В отраженном свете. Полируется хорошо, но покрывается побежалостью спустя некоторое время. Лучше всего смотреть свежеприготовленный препарат. Относительный рельеф средний (выше, чем у галенита и халькозина). В отраженном свете коричнево-розовый, голубовато-розовый. В аншлифе у минерала изменяется окраска от более красноватой до фиолетовой с различной скоростью, поэтому в одном шлифе борнит может быть розовым, красноватым и фиолетовым. Отражательная способность около 24 %. Двухотражение слабое и не распознается. Обычно изотропен, но иногда может быть слабо анизотропен. Микротвердость 84...133 кгс/мм². Образует сплошные плотные массы либо отдельные гнездовые обособления (рис. 8.4).

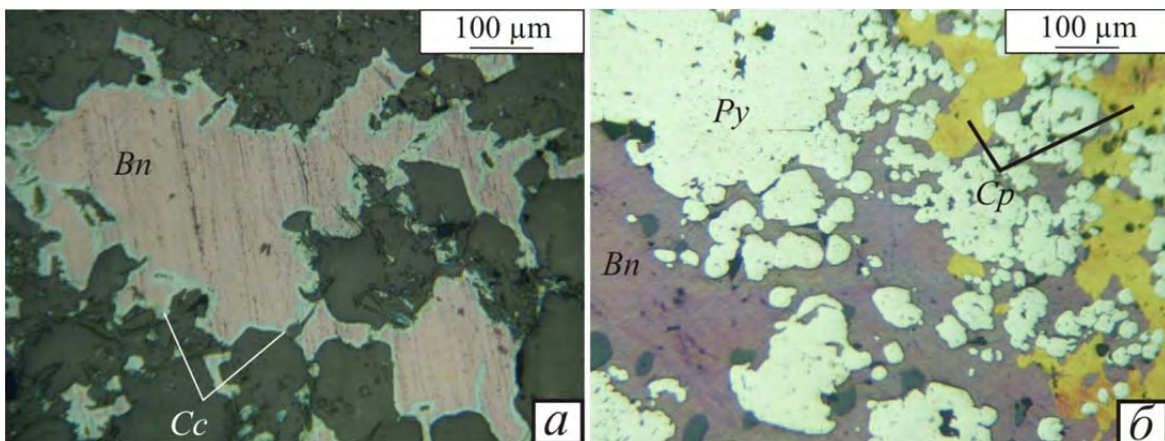
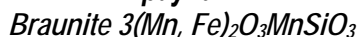


Рис. 8.4. Борнит в отраженном свете:
а – замещение борнита (Bn) халькозином (Cc); *б* – борнит в ассоциации с халькопиритом (Cc) и пиритом (Py)

Парагенезис. Борнит встречается в ассоциации с магнетитом, халькозином, халькопиритом, кубанитом. В одной парагенетической ассоциации с пирротинном не встречается. В качестве продуктов распада твердых растворов содержит в себе пластинки халькопирита, халькозина.

Браунит



Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: MnO – 11,73 %; Mn₂O₃ – 78,33 %; SiO₂ – 9,94 %.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Имеет серовато-белый цвет с коричневатым оттенком (по цвету схож с магнетитом). Отражательная способность умеренная (18 %). Эффекты анизотропии сравнительно слабые. Внутренние рефлекссы очень слабые темно-коричневого цвета. Наблюдаются редко. Микротвердость 584...605 кгс/мм². Встречается в виде агрегата зерен, часто идиоморфных, октаэдрической формы. Зерна могут иметь зональное строение (рис. 8.5).

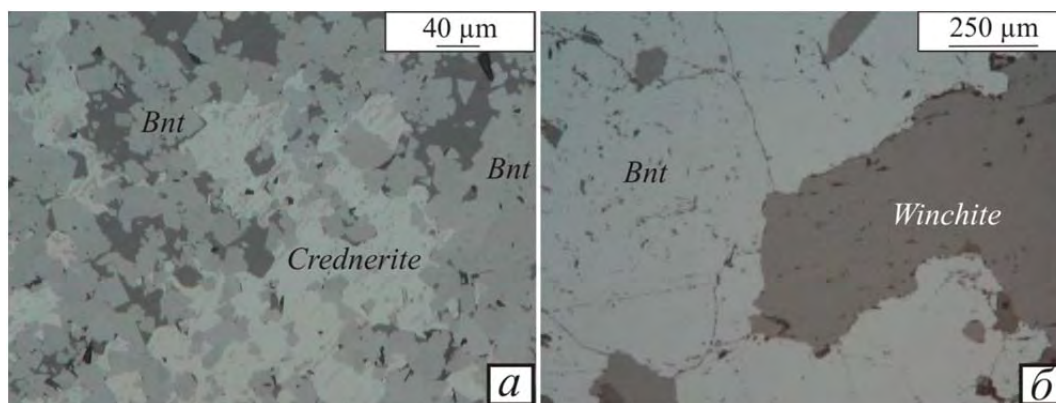
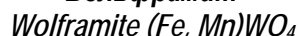


Рис. 8.5. Браунит в отраженном свете¹:

а – зернистый браунит (Bnt) в ассоциации с креднеритом (Crednerite – CuMnO₂);
б – крупные зерна браунита в ассоциации с винчитом (Winchite – (NaCa)Mg⁴(Al, Fe³⁺)[Si⁸O₂₂](OH)²)

Парагенезис. Встречается с другими минералами марганца (пирролюзит, манганит).

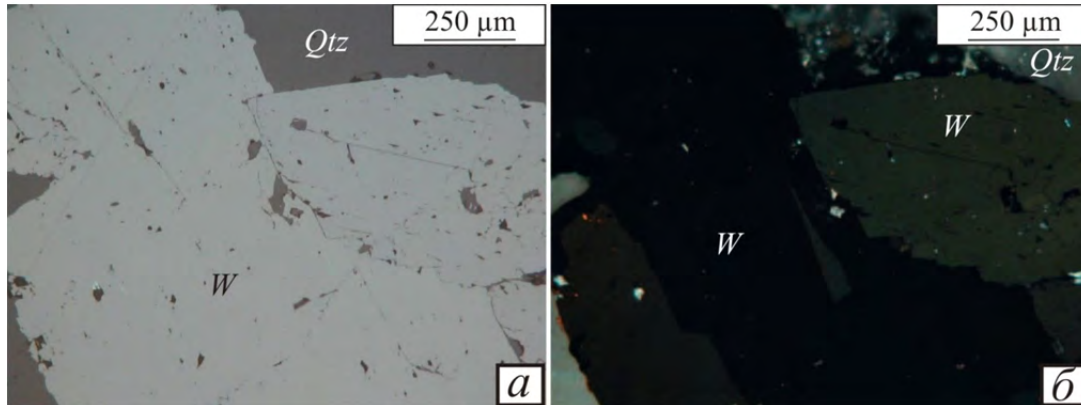
Вольфрамит



Общие сведения. Вольфрамит является членом непрерывного изоморфного ряда FeWO₄ (ферберит) и MnWO₄ (гюбнерит). Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Химический состав ферберита: FeO – 23,65 %; WO₃ – 76,35 %. Химический состав гюбнерита: MnO – 23,42 %; WO₃ – 76,58 %. Примесь: Zn, Ca, Nb, Ta, Sc.

В отраженном свете. Полируется очень медленно. Отражение низкое: для ферберита – 17...19 %, гюбнерита – 13...15 %. Двухотражение заметное. При скрещенных николях анизотропен. Эффекты анизотропии отчетливые, но не сильные. Характерны густо-красные, буровато-красные внутренние рефлекссы. Их густота возрастает с ростом железистости. В ферберите наблюдаются с трудом. Микротвердость в зависимости от состава колеблется в интервале 236...626 кгс/мм². Для вольфрамита характерны крупные идиоморфные кристаллы призматической, игольчатой формы (рис. 8.6). Довольно часто встречаются простые (реже пластинчатые) двойниковые сростки. Нередко отмечаются зональные образования, обусловленные неоднородностью состава.

¹ Рисунки заимствованы из [43].

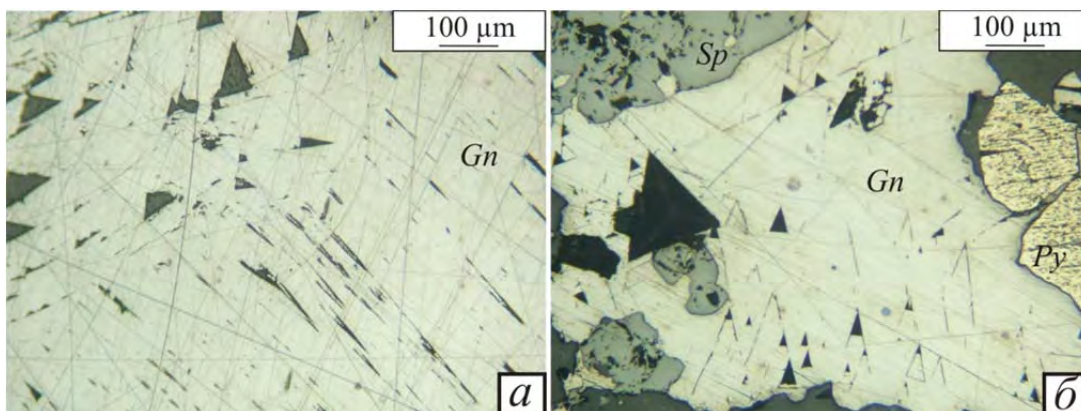


*Рис. 8.6. Вольфрамит в отраженном свете²:
а – крупные идиоморфные кристаллы вольфрамита (W) в кварце (Qtz)
при одном николе; б – то же при скрещенных николях (хорошо проявлена анизотропия)*

Парагенезис. Широко распространен в грейзенах и кварцево-жильных месторождениях. Может встречаться в сульфидно-касситеритовых, Мо-порфировых и Cu-порфировых месторождениях. Ферберит известен в ртутных и сурьмяно-ртутных рудах. Вольфрамит ассоциирует с арсенопиритом, касситеритом, шеелитом, турмалином, топазом, мусковитом.

Галенит *Galena PbS*

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав: Pb – 86,6 %; S – 13,4 %. Характерны примеси Se, Bi, Ag, Cu, Sb, As.



*Рис. 8.7. Галенит в отраженном свете:
а – галенит (Gn) с треугольниками выкрошивания; б – галенит в ассоциации со сфалеритом (Sp)
и пиритом (Py)*

В отраженном свете. В сростании с другими минералами (халькопиритом, пиритом и др.) полируется хорошо. Полировка мономинеральных агрегатов усложняется, так как мелкие выкрашивающиеся зерна постоянно царапают поверхность шлифа. Относительный рельеф очень низкий. Характеризуется умеренно высокой отражательной способностью (около 43 %), белый, с нежным сиреневым, иногда розоватым оттенком, проявляющемся в сростании с другими минералами (например, алтаитом). Изотропен. Внутренние рефлексии не наблюдаются. Для галенита характерны треугольники вы-

² Рисунки заимствованы из [43].

крошivosti, постоянно появляющиеся при шлифовке благодаря совершенной спайности. Сильно исштрихованный галенит может казаться анизотропным. Микротвердость 64...100 кгс/мм². Обычно образует аллотриоморфнозернистые агрегаты (рис. 8.7).

Парагенезис. Широко распространенный минерал. Встречается в свинцово-цинковых, сурьмяно-ртутных и золоторудных месторождениях. Ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, минералами серебра, висмута, теллура. В зоне окисления по галениту развиваются гипергенные минералы церуссит (PbCO₃) и англезит (PbSO₄).

Англезит. Показатель отражения низкий (9 %). Темно-серый. Изотропный. Имеет бесцветные внутренние рефлексии. Образует корки на поверхности галенитовых агрегатов.

Церуссит. Полируется хорошо. Показатель отражения низкий (9...10 %). Обладает сильным двуотражением и сильным эффектом анизотропии. Развивается обычно по трещинам галенита и ассоциирует с ковеллином и халькозином.

Гаусманит
Hausmanite Mn₃O₄

Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: Mn – 72,03 %; O – 27,97 %. Назван в честь немецкого минералога Я. Гаусманна (Johann Friedrich Ludwig Hausmann, 1782–1859).

В отраженном свете. Полировка различна в зависимости от положения зерен. При пологом положении двойниковых пластинок полировка плохая. Имеет серовато-белый цвет. Отражательная способность невысокая (17 %). Эффекты анизотропии яркие и отчетливые при хорошем освещении и в иммерсии. Нередко имеют желто-серую, желто-коричневую окраску. Внутренние рефлексии красновато-бурные, нередко наблюдаются кроваво-красные. При скрещенных николях можно диагностировать зерна с полисинтетическими двойниками. Отмечается в виде агрегатов зерен с идиоморфными очертаниями или в виде отдельных зерен с полисинтетическим двойниковым строением (рис. 8.8).

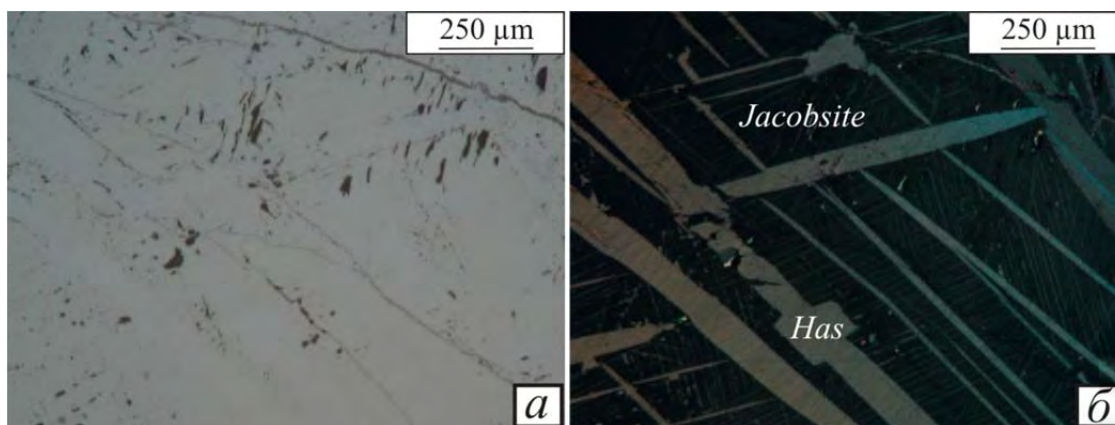


Рис. 8.8. Гаусманит в отраженном свете³:

а – при распаде метастабильного вреденбургита (минерал, продукт распада твердого раствора яacobсит–гаусманит) образовались пластинки гаусманита (Has) и яacobсита (Mn²⁺Fe³⁺₂O₄) при одном николе; б – то же при скрещенных николях (хорошо видно анизотропию гаусманита в коричневато-зеленоватых тонах и изотропный яacobсит)

³ Рисунки заимствованы из [43].

Парагенезис. Встречается в скарновых и высокотемпературных гидротермальных месторождениях марганца. Ассоциирует с браунитом. В метаморфизованных осадочных месторождениях марганца ассоциирует с пиролюзитом, браунитом, гематитом и другими минералами.

Гематит
Hematite Fe_2O_3

Общие сведения. Кристаллизуется в тригональной сингонии. Химический состав согласно теоретической формуле: Fe – 70 %; O – 30 %. Иногда может содержать изоморфную примесь $FeTiO_3$ и $MgTiO_3$.

В отраженном свете. Относится к трудно полирующимся рудным минералам, но при достойном изготовлении полировка получается хорошей. Относительный рельеф высокий. Очень светлый, чисто-белый блестящий в отсутствии других минералов. Рядом с сульфидами кажется более матовым, серым с синеватым оттенком. Показатель отражения около 25 %. В воздухе слабо двуотражает. С иммерсией двуотражение усиливается. Гематиты, содержащие $FeTiO_3$, имеют более низкую отражательную способность, но более проявленное двуотражение. Эффекты анизотропии отчетливые. Внутренние рефлексы темно-красные. Наблюдаются не всегда. В хорошо изготовленных шлифах рефлексы не наблюдаются. Микротвердость высокая 920...1200 кгс/мм². Гематит обладает хорошей кристаллизационной способностью, поэтому даже в зернистых агрегатах кристаллы выражены отчетливо. Они имеют таблитчатую форму (рис. 8.9). Нередко кристаллы изогнуты. Характерны пластинчатые двойники.

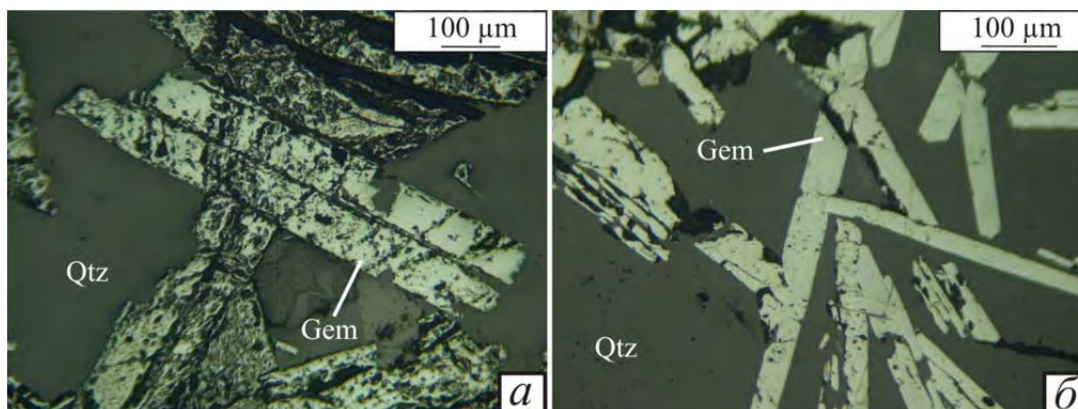


Рис. 8.9. Гематит в отраженном свете:
а – игольчатые кристаллы гематита (Gem) в кварце (Qtz) с дефектами полировки;
б – то же без дефектов полировки

Парагенезис. Ассоциирует с рутилом, ильменитом, касситеритом, магнетитом, кварцем. В одном парагенезисе с пирротинном встречается крайне редко.

Гемум
Goethite $Fe_2O_3 \cdot H_2O$

Общие сведения. Кристаллизуется в ромбической сингонии. Химический состав: Fe_2O_3 – 89,9 %; H_2O – 10,1 %. Назван в честь немецкого поэта и философа фон И.В. Гете (Johann Wolfgang von Goethe, 1749–1832).

В отраженном свете. Характер полировки зависит от величины зерен, пористости, характера сростаний и сопровождающих минералов. Лучше полируются плотные массы и крупные кристаллы. Цвет серовато-белый с легким голубоватым оттенком.

Отражательная способность 16...18 %. Двухотражение слабое, но в крупных зернах заметное. При сильном освещении наблюдаются яркие эффекты анизотропии. Внутренние рефлексы хорошо заметны в рыхлых агрегатах, имеют светло-желтые, красновато-коричневые тона. Микротвердость для микрокристаллических агрегатов – 525...620 кгс/мм², для крупнокристаллических – 772...824 кгс/мм². Образует каемки, петельчатые агрегаты, псевдоморфозы, почки, корки гелевого, скрытокристаллического волокнистого и радиально-лучистого строения (рис. 8.10).

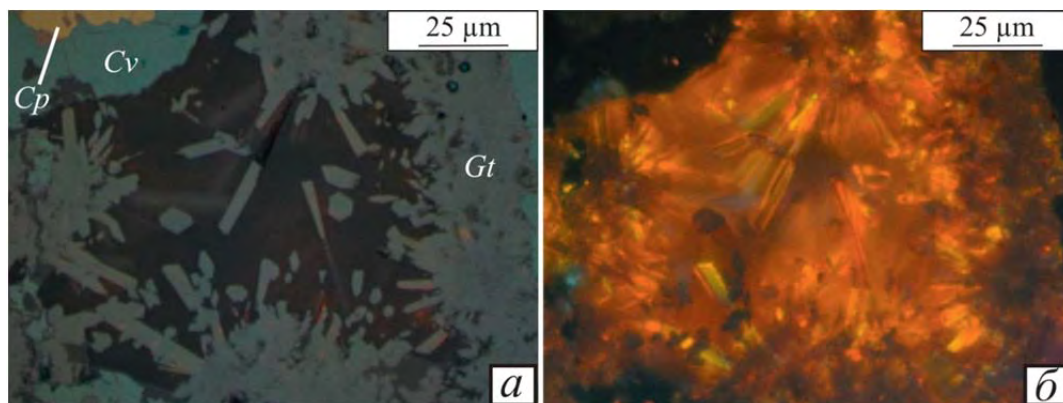


Рис. 8.10. Гетит в отраженном свете⁴:

а – полость с игольчатыми кристаллами гетита (*Gt*) при одном николе (видны медные минералы – халькопирит (*Cp*) и ковеллин (*Cv*)); *б* – то же при скрещенных николях (яркие внутренние рефлексы желто-коричневого цвета)

Парагенезис. Часто встречается в зоне окисления. Замещает пирит, халькопирит, сидерит, анкерит, магнетит и другие минералы, содержащие железо.

Графит Graphite C

Общие сведения. Кристаллизуется в гексагональной сингонии. Является полиморфной (аллотропной) модификацией чистого углерода, наиболее устойчивого в условиях земной коры.

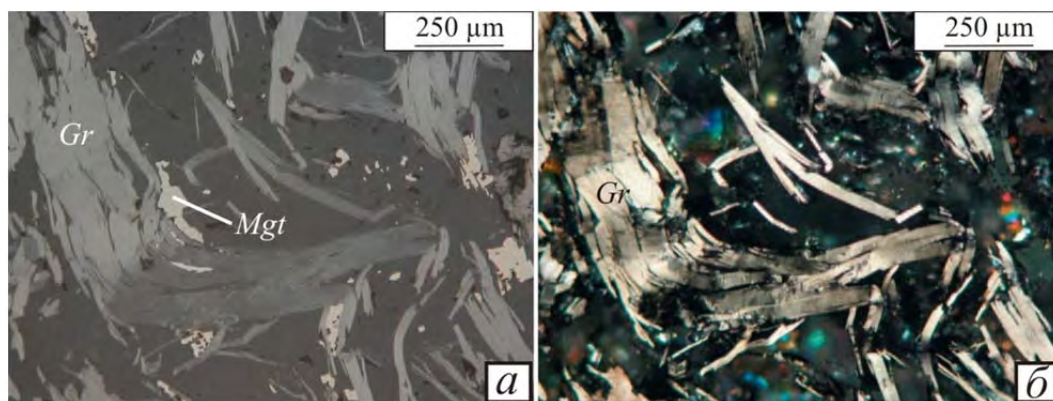


Рис. 8.11. Графит в отраженном свете⁵:

а – графит (*Gr*) в форме тектонически изогнутых чешуек в ассоциации с магнетитом (*Mgt*) при одном николе (хорошо видно явление двухотражения); *б* – то же при скрещенных николях (хорошо проявлена анизотропия)

⁴ Рисунок заимствован из [43].

⁵ Там же.

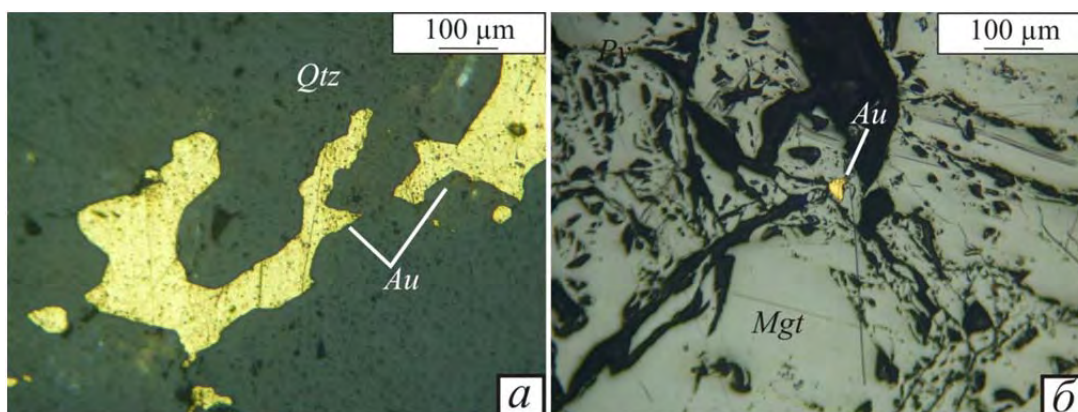
В отраженном свете. Полируется плохо (мажется) в силу своей невысокой твердости. Имеет буровато-серый цвет. Отражательная способность низкая (2...18 %). Явление двуотражения выражено сильно. Сильно анизотропен с блеклыми цветными эффектами. Как правило, отмечается волнистое погасание. Микротвердость низкая (7...16 кгс/мм²). Обычно образует агрегаты таблитчатых, чешуйчатых зерен. Зерна часто деформированы, вследствие чего при полировке могут получиться структурные узоры, похожие на двойники (рис. 8.11).

Парагенезис. Встречается в пегматитах, скарнах, кварцевых жилах, метаморфизованных породах и углях.

Золото самородное *Gold Au*

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Самородное золото обычно содержит примеси Cu, Ag, Bi, Hg, Pt. Наиболее существенной примесью является серебро. Суммарное содержание других элементов редко превышает 0,5 %.

В отраженном свете. Чистое золото полируется плохо. Обычно на его поверхности видны царапины. Если оно находится в сульфидах в виде мелких включений, то полировка намного лучше. Относительный рельеф выше, чем у галенита. Имеет золотисто-желтый цвет. Интенсивность желтого цвета в окраске может меняться в зависимости от состава. Отражательная способность очень высокая (80...84 %). Золото изотропно, но при скрещенных николях не становится полностью темным и имеет зеленоватый цвет. Микротвердость 45...90 кгс/мм². Образует аллотриоморфно-зернистые агрегаты, пластинки, прожилки, примазки, дендриты, вкрапленность в кварце и сульфидах (рис. 8.12).



*Рис. 8.12. Золото в отраженном свете:
а – ксеноморфные выделения золота (Au) в кварце (Qtz);
б – механическое включение золота в магнетите (Mgt)*

Парагенезис. Встречается в рудах разных генетических типов и в разнообразных парагенезисах.

Ильменит *Ilmenite FeTiO₃*

Общие сведения. Кристаллизуется в тригональной сингонии. Химический состав: Fe – 36,8 %; Ti – 31,6 %; O – 31,6 %. Иногда наблюдается примесь Mn, Mg.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Рельеф высокий, выше, чем у магнетита. Имеет серовато-белый цвет со слабо коричневым оттенком. Отражательная способность средняя (18 %). Двуотражение слабое, заметно обычно на границе зе-

рен и двойников. Эффекты анизотропии отчетливые. Внутренние рефлексы отсутствуют. Микротвердость 540...857 кгс/мм². Образует таблитчатые, пластинчатые зерна, скелетные выделения, а также пластинчатые и решетчатые срастания с магнетитом или гематитом (рис. 8.13).

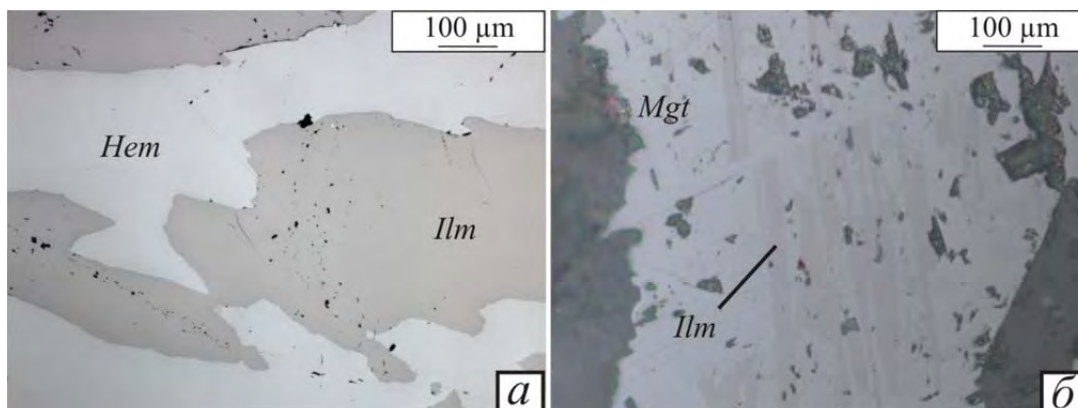


Рис. 8.13. Ильменит в отраженном свете:
 а – ильменит (Ilm) в ассоциации с гематитом (Hem);
 б – пластинчатые выделения ильменита в магнетите (Mgt)

Парагенезис. Образуется при температуре выше 500 °С, поэтому не относится к числу распространенных минералов. Встречается в основных породах и в пегматитовых образованиях. В гидротермальных месторождениях редок. Ассоциирует с пирротинном, пентландитом, магнетитом, гематитом.

Касситерит
Cassiterite SnO₂

Общие сведения. От греческого *kassiteros* – олово. Принадлежит к тетрагональной сингонии. Химический состав: Sn – 78,6 %; O – 21,4 %. Изоморфные примеси представлены Mn, Ti, Fe, W, Nb.

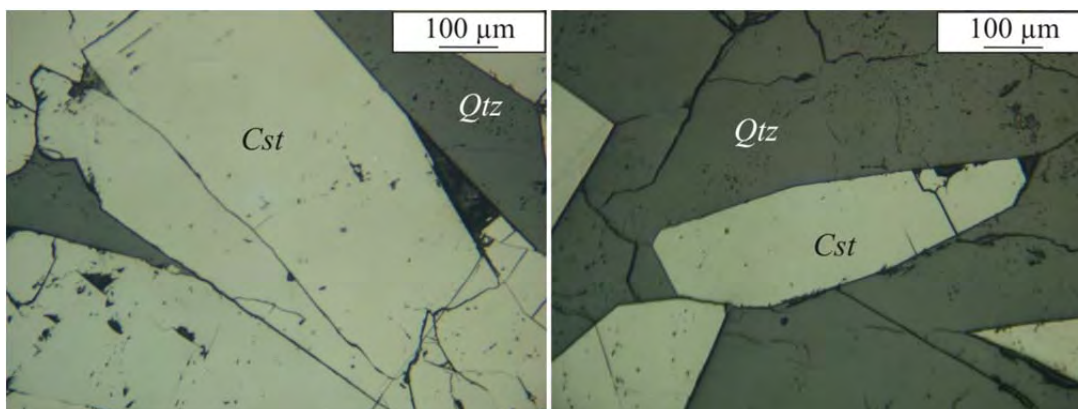


Рис. 8.14. Касситерит в отраженном свете:
 призматические кристаллы касситерита (Cst) в кварце (Qtz)

В отраженном свете. Полируется хорошо с использованием современных полировальных машин, но почти всегда остается ямчатая поверхность. Относительный рельеф выше, чем у всех возможных сопровождающих минералов. Имеет матовый беловато-серый цвет. Похож на сфалерит. Отражательная способность низкая (11...13 %), но немного выше, чем у светлых нерудных минералов (кварца, карбонатов). Двухтра-

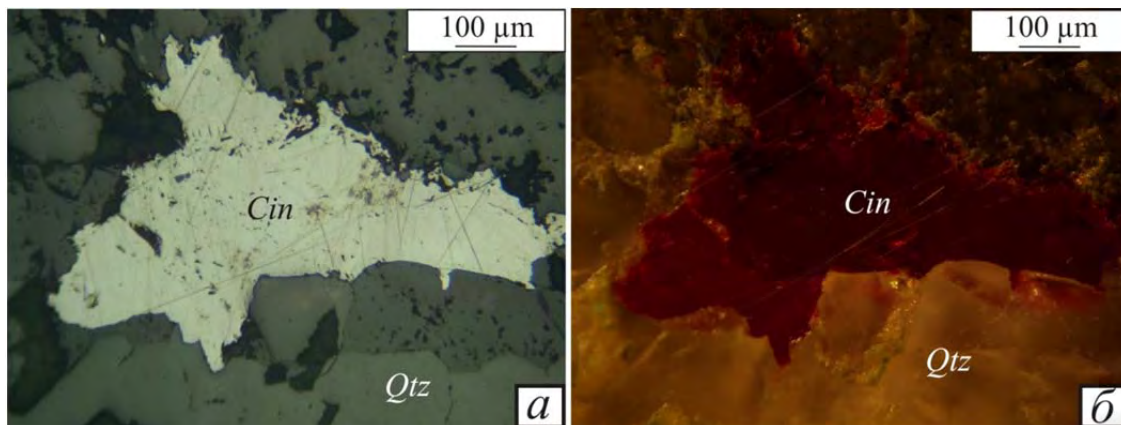
жение очень слабое. Его можно наблюдать по границам зерен и двойников. Эффекты анизотропии четкие. Внутренние рефлексии, даже у черных разновидностей, отмечаются часто. Они имеют белые, желтые, желтовато-коричневые цвета. Микротвердость 731...1528 кгс/мм². Часто образует идиоморфные кристаллы и сплошные зернистые массы гипидиоморфной структуры. Кристаллы часто сдвойникованы (коленчатые, пластинчатые, полисинтетические двойники) (рис. 8.14). Обнаруживаются при скрещенных николях.

Парагенезис. Является распространенным минералом, но в большом количестве в рудах встречается нечасто. Повышенное его содержание характерно для грейзенов, пневматолитовых кварц-касситеритовых жил. Обычно ассоциирует с кварцем, мусковитом, турмалином, вольфрамитом, топазом, флюоритом. В гидротермальных образованиях встречается с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, станнином.

Киноварь *Cinnabar HgS*

Общие сведения. Кристаллизуется в тригональной сингонии. Химический состав: Hg – 86,21 %; S – 13,79 %. Примеси Fe, Zn, Se, Tl.

В отраженном свете. Качество полировки зависит от сопровождающих минералов. С антимонитом полируется хорошо, а с пиритом хуже. Относительный рельеф очень низкий. Минерал имеет чисто-белый, синевато-белый цвет. Отражательная способность высокая (24...29 %). Двуотражение слабое. Эффекты анизотропии сильные, но часто затушеваны внутренними рефлексиями. Внутренние рефлексии – от светло-красных до красных. Микротвердость 48...120 кгс/мм². Обычно встречается в виде рассеянных мелких вкрапленников, идиоморфных (толсто-таблитчатых, ромбоэдрических) кристаллов. По отношению к кварцу и антимониту обычно ксеноморфна. Часто встречаются простые и пластинчатые двойниковые сростки (рис. 8.15).



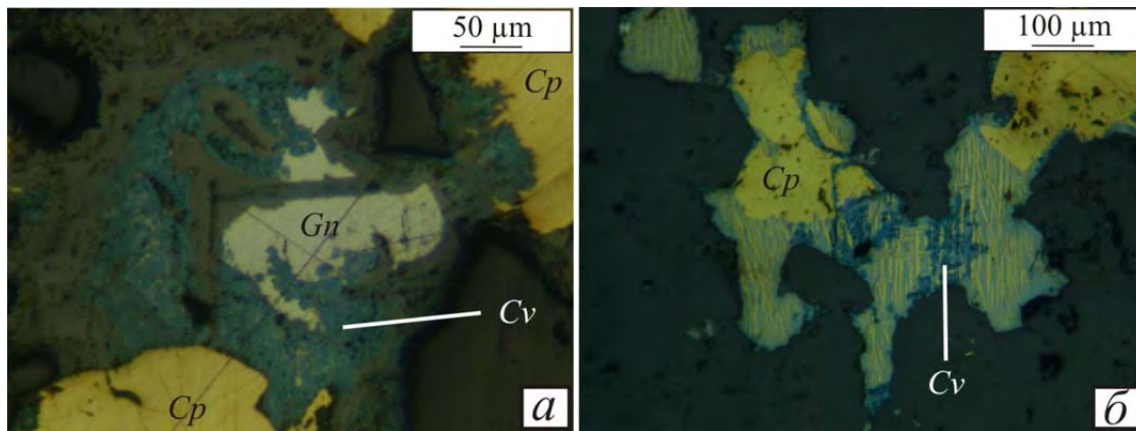
*Рис. 8.15. Киноварь в отраженном свете:
а – ксеноморфное зерно киновари (Cin) в кварце (Qtz) при одном николе;
б – то же при скрещенных николях и боковом свете (хорошо проявлены внутренние рефлексии)*

Парагенезис. Главный источник ртути. Распространена в рудах ртутных, сурьмяно-ртутных месторождений. Ассоциирует с антимонитом, аурипигментом, реальгаром. Встречается в сурьмяно-вольфрамовых, золото-серебряных месторождениях и ассоциирует с арсенопиритом, реальгаром, пиритом, сфалеритом, кварцем, флюоритом, баритом. Также киноварь известна как продукт отложения действующих горячих источников.

Ковеллин
Covellite Cu_2S_2

Общие сведения. Образуется в гексагональной сингонии. Химический состав: Cu – 66,48 %; S – 33,52 %. Содержит примеси Se, Fe, Ag, Pb, Zn, Sn. Назван в честь итальянского минералога Н. Ковелли (Niccolo Covelli, 1790–1829).

В отраженном свете. Полируется хорошо, несмотря на маленькую твердость. Относительный рельеф низкий. Обладает ярким синим цветом разных оттенков. Отражательная способность средняя (4...21 %). Двухотражение сильное. Эффекты анизотропии очень сильные с ярким цветным эффектом (огненно-оранжевый, медно-розовый). Внутренние рефлексии наблюдаются в определенных сечениях. Микротвердость 77...90 кгс/мм². Обычно образует тонкие жилки, каемки и колломорфные образования в халькозине, халькопирите, сфалерите. Часто наблюдается в виде призматических удлиненных кристаллов, иногда имеющих вид радиально-лучистых сростков (рис. 8.16).



*Рис. 8.16. Халькопирит в отраженном свете:
а – халькопирит (Cp) в ассоциации с галенитом (Gn);
б – развитие позднего ковеллина (Cv) по халькопириту*

Парагенезис. Образуется в зоне вторичного сульфидного обогащения при окислении медьсодержащих минералов (борнита, халькопирита). Иногда замещает ранее образовавшийся халькозин. Вторично замещаться могут и некоторые гипогенные сульфиды, не содержащие медь (галенит, сфалерит и др.).

Куприт
Cuprite Cu_2O

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав: Cu – 88,8 %; O – 11,8 %.

В отраженном свете. Полируется обычно хорошо, но иногда мешает пористость. Относительный рельеф выше, чем у меди и халькопирита. Имеет беловато-серый цвет с отчетливым синим оттенком. Показатель отражения около 25 %. В отраженном свете отчетливо анизотропен, особенно это видно в больших зернах. При внимательном наблюдении двухотражает. Лучше всего явление анизотропии диагностируется в не строго скрещенных николях. Внутренние рефлексии встречаются часто и имеют кроваво-красный цвет. Микротвердость 192...210 кгс/мм². Образуется сплошные зернистые сростки, часты изолированные идиоморфные кристаллы кубического, октаэдрического габитуса. Встречается в виде жилок и каемок (рис. 8.17).

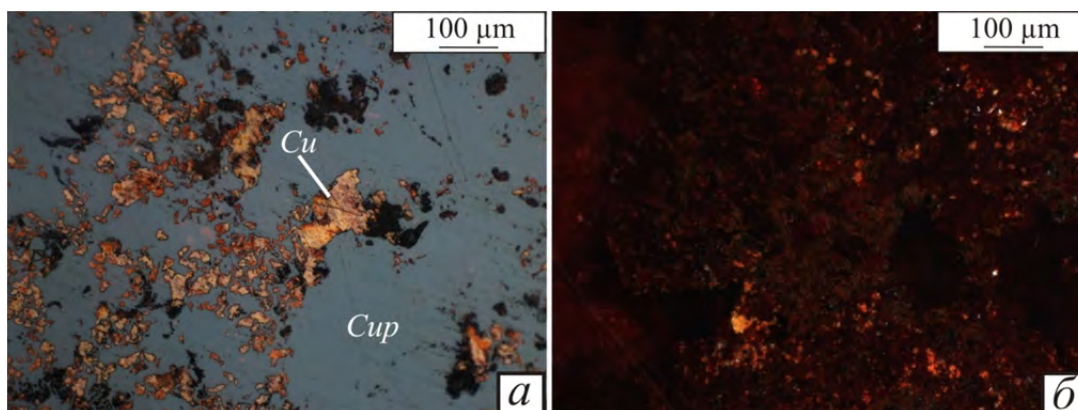


Рис. 8.17. Куприт в отраженном свете:
а – куприт (Cu_2S) с дефектами полировки в ассоциации с самородной мелью (Cu) при одном николе;
б – то же при скрещенных николях (хорошо проявлены кроваво-красные внутренние рефлексы куприта)

Парагенезис. Образуется в зоне окисления медных, полиметаллических, медно-молибденовых и других месторождений с повышенным содержанием первичных или вторичных сульфидов меди. Ассоциирует с халькозином, гетитом, теноритом, малахитом, самородной медью, азуритом, хризокolloй.

Леллингит
Löllingite $FeAs_2$

Общие сведения. Кристаллизуется в ромбической сингонии. Химический состав: Fe – 27,15 %; As – 72,85 %. Часты примеси Co, Ni, S. Непрерывный изоморфный ряд «саффлорит ($CoAs_2$) – леллингит ($FeAs_2$)».

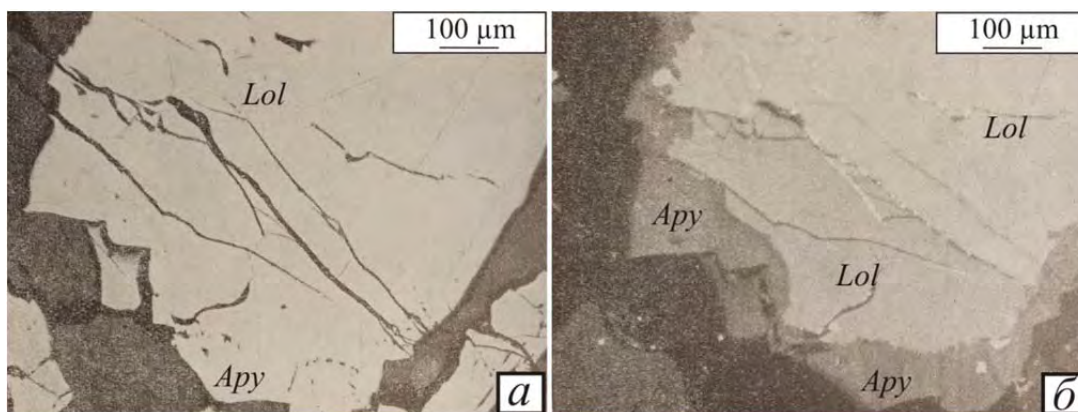


Рис. 8.18. Леллингит в отраженном свете⁶:
а – леллингит (Lol) обрастает арсенопиритом (Apy) при одном николе (границы между минералами очень размыты; *б* – то же при скрещенных николях (оба минерала различаются разным положением погасания)

В отраженном свете. Полируется хорошо, но довольно медленно. При достаточно хорошей полировке у минерала часто обнаруживается зональное строение. Рельеф выше, чем у сфалерита, халькопирита, саффлорита, но ниже, чем у арсенопирита и пирита. Имеет чисто-белый цвет (в окружении других минералов может иметь слабый розоватый или желтый оттенок). Показатель отражения высокий

⁶ Рисунки заимствованы из [34].

(48...57 %). Двуотражение слабое. Явление анизотропии отчетливое, часто с цветным эффектом в насыщенных соломенно-желтых и ярко-голубых тонах. Микротвердость изменяется в интервале 430...990 кгс/мм² (обычно 500...740 кгс/мм²). Может образовывать призматические и длиннопризматические кристаллы, ланцетовидные копьевидные двойники и тройники прорастания в виде шестилучевых звезд, зернистые агрегаты, сплошные массы (рис. 8.18).

Парагенезис. Широко распространен в гидротермальных месторождениях. Ассоциирует с арсенопиритом, пирротинном, смальтином, никелином, кобальтином, халькопиритом, борнитом, минералами Ag, Bi и Sb.

Лимонит
Limonite Fe₂O₃·nH₂O

Общие сведения. Лимонит (от др.-греч. *Λειμών* – луг; по местонахождению в сырых местах). В целом «лимонит» – собирательное название природных минеральных агрегатов, представляющих собой смесь гидратов оксида железа (III). В составе обычно преобладают скрытокристаллические формы минерала гетита, гидрогетита.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Обычно характеризуется серым цветом с очень слабым голубоватым оттенком. Отражательная способность низкая (16...18 %). Обычно изотропен. Внутренние рефлексии бурые и красно-бурые. Микротвердость невысокая и примерно соответствует гидрогетиту (300...350 кгс/мм²). Меняться может в зависимости от плотности агрегатов. Встречается в виде натечных образований с колломорфным строением или в виде тонких прожилков (рис. 8.19).

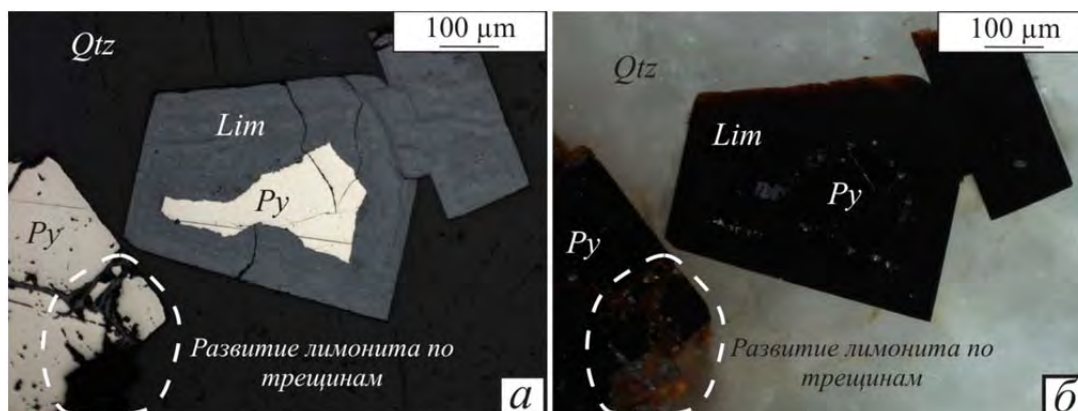


Рис. 8.19. Лимонит в отраженном свете:
а – замещение пирита (Py) лимонитом (Lim) при одном николе; б – то же при скрещенных николях (хорошо проявлены ржаво-желтые внутренние рефлексии лимонита)

Парагенезис. Ассоциирует с малахитом, азуритом, церусситом, смитсонитом и другими минералами зоны окисления. Замещает пирит, халькопирит, магнетит и другие железосодержащие минералы, образуя петельчатые и сетчатые микроструктуры замещения.

Магнетит
Magnetite Fe₃O₄(FeFe₂O₄)

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Относится к оксидам группы шпинели. В минерале атомы Fe⁺² замещаются атомами Fe⁺³. Химический состав: Fe – 72,36 %; O – 27,64 %.

В отраженном свете. После хорошей предварительной шлифовки полируется отлично. Обычно поверхность после полировки покрыта ямками. Относительный рельеф

высокий, но может несколько меняться в зависимости от состава. Магнетит имеет серый цвет с легким коричневым оттенком, который не всегда заметен. Отражательная способность умеренная (около 20 %). Изотропный. Внутренних рефлексов нет. Микротвердость может изменяться в широких пределах (420...1100 кгс/мм²) и зависит от происхождения и химического состава. Например, в железистых кварцитах в среднем составляет 575 кгс/мм², а в скарновых рудах – 800 кгс/мм². Для магнетита характерны изометричные сечения (рис. 8.20). В магнетитовых рудах часто встречаются пластинчатые и решетчатые структуры распада твердых растворов с ильменитом.

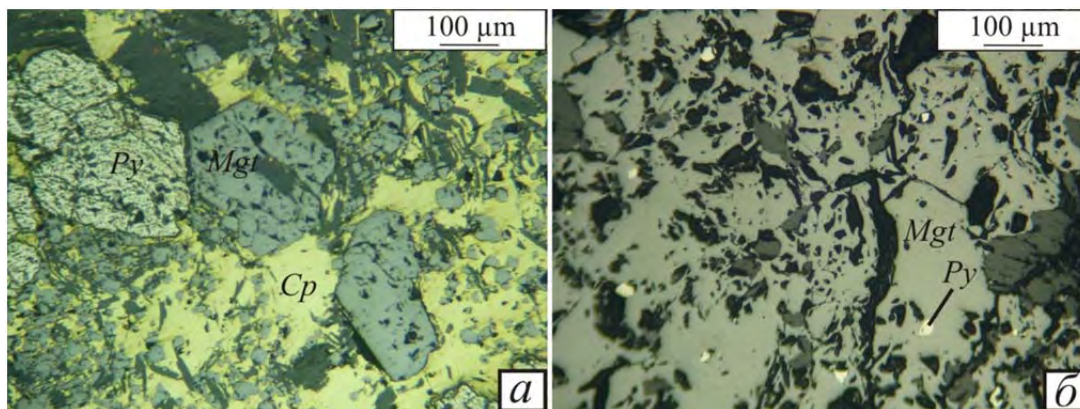


Рис. 8.20. Магнетит в отраженном свете:
а – изометричные кристаллы магнетита (Mgt) в ассоциации с пиритом (Py) и халькопиритом (Cp);
б – сплошные зернистые массы магнетита с включениями пирита

Парагенезис. Принадлежит к числу широко распространенных минералов. Встречается в рудах различного генезиса. Ассоциирует со многими минералами (гематит, ильменит, халькопирит, пирротин, пентландит, кубанит и др.).

Манганит *Manganite* $Mn_2O_3 \cdot H_2O$

Общие сведения. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Химический состав: MnO – 80,66 %; H₂O – 10,22 %; O – 9,12 %.

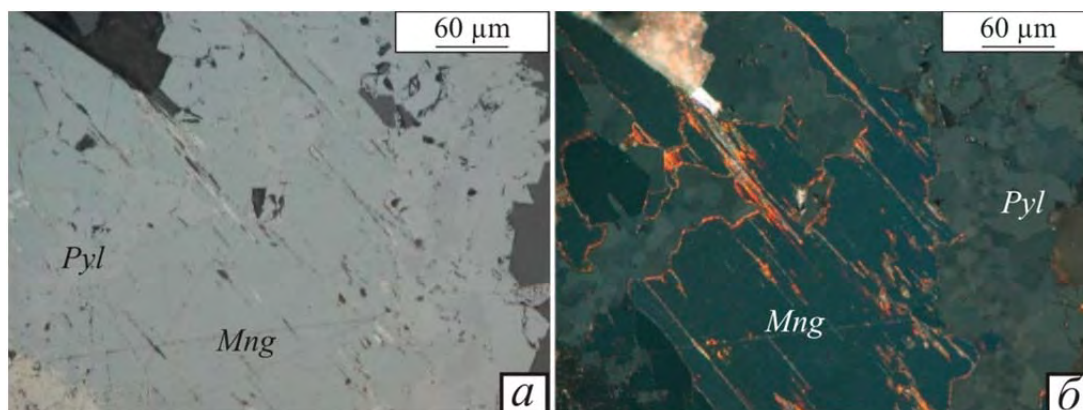


Рис. 8.21. Манганит в отраженном свете⁷:
а – крупный идиоморфный манганит (Mng) замещается зернистым пиролюзитом (Pyl) при одном николе; *б* – то же при скрещенных николях (хорошо проявлена анизотропия пиролюзита и манганита)

⁷ Рисунки заимствованы из [43].

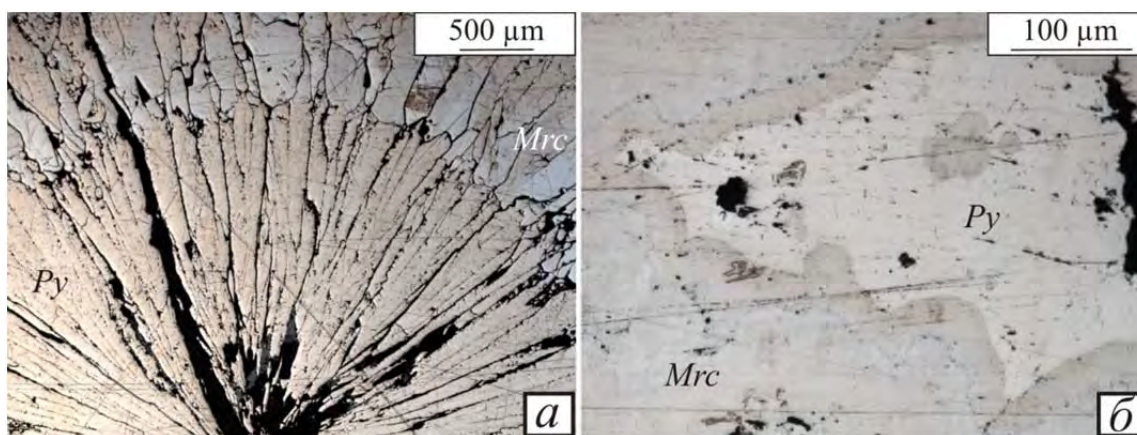
В отраженном свете. Полируется плохо. Имеет серовато-белый цвет с коричневым оттенком. Отражательная способность низкая (13...18 %). Обладает сильным двуотражением с темно-серыми, темно-оливковыми, серовато-коричневыми оттенками. Сильно анизотропен. Внутренние рефлексы кроваво-красные. Микротвердость 370...460 кгс/мм². Обычно образует агрегаты листоватых и игольчатых кристаллов. Иногда агрегаты с колломорфным строением (рис. 8.21).

Парагенезис. Ассоциирует с баритом, кальцитом, сидеритом, гаусманитом, в низкотемпературных гидротермальных месторождениях – с пиролозитом, гетитом, псиломеланом в гипергенных месторождениях.

Марказит
Marcasite (FeS₂)

Общие сведения. Кристаллизуется в ромбической сингонии. Химический состав: Fe – 46,55 %; S – 53,45 %. Могут быть примеси As, Co, Se, Tl.

В отраженном свете. Полируется неплохо, но требует времени и усилий. Относительный рельеф чуть меньше, чем у пирита. Характеризуется светло-желтым цветом (в хорошо полированном шлифе). В контакте с пиритом выглядит светлее. Отражательная способность 44...52 % и зависит от полировки и химического состава. Эффект двуотражения проявлен слабо. Анизотропия сильная и в хороших шлифах является наиболее характерным диагностическим признаком. Часто с цветным эффектом в желтых, синих, фиолетовых, серых и светло-зеленых тонах. Внутренние рефлексы не наблюдаются. Микротвердость изменяется в интервале 824...1288 кгс/мм². Обычно образует агрегаты с колломорфной структурой. Реже встречаются ромбические кристаллы в виде радиально-лучистых сростков (рис. 8.22).



*Рис. 8.22. Марказит в отраженном свете:
а – радиально-лучистый агрегат пирита (Py) и марказита (Mrc);
б – колломорфный марказит замещает пирит*

Парагенезис. Широко распространенный минерал осадочных пород, осадочных и гидротермально-осадочных месторождений. Характерный минерал зоны выветривания месторождений, первичные руды которых богаты моносульфидами Fe. Ассоциирует со многими сульфидами, особенно с пиритом. Часто замещает пирротин и пирит.

Медь самородная *Native copper Cu*

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. В природе бывает химически чистой либо образует твердые растворы с Ag, As, и Au.

В отраженном свете. Полируется хорошо, но обычно остаются царапины. Относительный рельеф значительно выше, чем у халькозина и халькопирита. Характеризуется очень ярким густо-розовым цветом (в свежеполированном шлифе). Изотропна. Отражательная способность высокая (83...93 %) и зависит от полировки и химического состава. Внутренние рефлексии отсутствуют. Микротвердость изменяется в интервале 111...143 кгс/мм². Обычно образует агрегаты аллотриоморфных зерен и дендриты. Реже встречается в виде порошковатых масс (рис. 8.23).

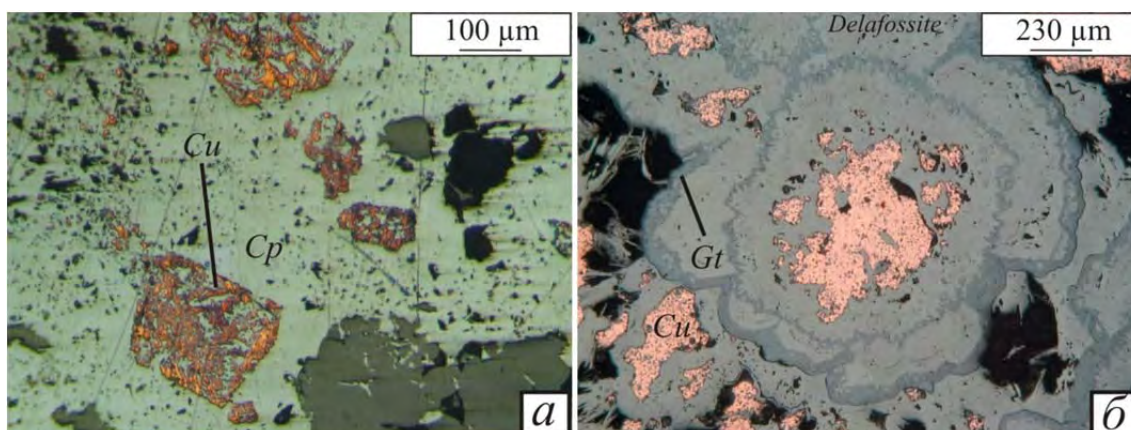


Рис. 8.23. Самородная медь в отраженном свете⁸:

а – изометричные дендритоподобные выделения самородной меди (Cu) в массе куприта (Cp); б – самородная медь с колломорфным делафосситом (Delafossite – CuFeO₂) и гетитом (Gt)

Парагенезис. Встречается в зоне окисления. Ассоциирует с гипсом, халькозином, борнитом, купритом, теноритом, малахитом, азуритом, гетитом.

Молибденит *Molybdenite MoS₂*

Общие сведения. Кристаллизуется в гексагональной сингонии. Химический состав: Mo – 59,94 %; S – 40,06 %. Характерны примеси Re, Cu, W, Se, Sn.

В отраженном свете. Полируется по-разному в зависимости от размеров агрегатов. Сплошные массы полируются плохо (шероховатая поверхность), мелкозернистые агрегаты – хорошо. Относительный рельеф средний (немного выше халькопирита). Имеет серовато-белый цвет. Отражательная способность изменяется в интервале 21...43 %. Обладает сильным двуотражением. Часто имеет облачное погасание. Эффекты анизотропии проявлены сильно. При неполной скрещенности николей обнаруживает неярко выраженный цветной эффект в тонах от желтоватого до нейтрально синего. Внутренние рефлексии отсутствуют. Микротвердость 16...84 кгс/мм². Образует таблитчатые кристаллы, чешуйчатые агрегаты. Редко скрытокристаллические агрегаты в виде почек. В зернах встречаются фигуры смятия и полисинтетические двойники (рис. 8.24).

⁸ Рисунок б заимствован из [43].

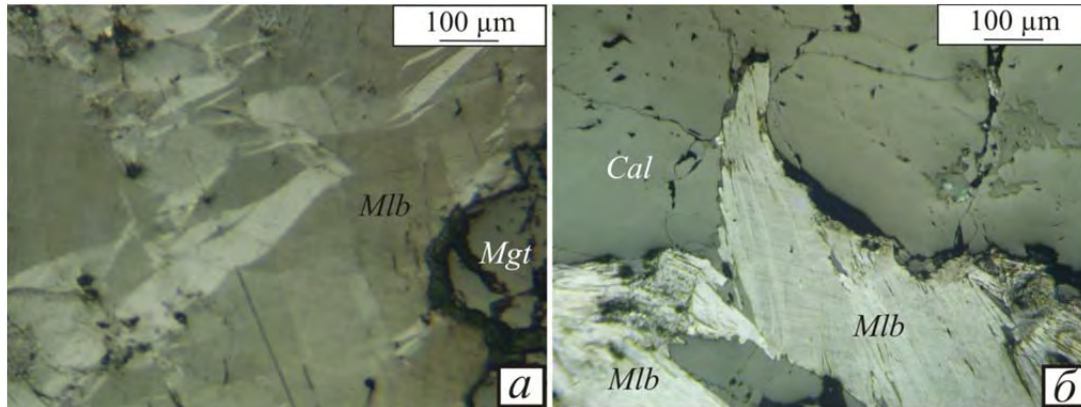


Рис. 8.24. Молибденит в отраженном свете:
а – чешуйчатый молибденит (Mlb) в ассоциации с магнетитом (Mgt);
б – молибденит в кальците (Cal)

Парагенезис. Распространен в кислых породах, пегматитовых жилах, в контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях. Ассоциирует с кварцем, пиритом, халькопиритом, вольфрамитом, касситеритом, арсенопиритом, магнетитом, пиротином и другими минералами.

Никелин
Nicolite NiAs

Общие сведения. Кристаллизуется в гексагональной сингонии. Химический состав: Ni – 43,9 %; As – 56,1 %. Содержит примесь Fe, Co, S, Sb.

В отраженном свете. Полируется очень хорошо. Относительный рельеф высокий, но ниже, чем у арсенопирита и пирита. Имеет белый цвет с желтовато-розовым оттенком. Рядом с минералами белого цвета отчетливо розовый. Показатель отражения высокий (48...58 %). Двухотражение сильное и яркое в зернистых агрегатах (белый, желто-розовый, светло-коричневый). В отдельных крупных зернах двухотражение значительно слабее. Обладает сильными яркими цветными эффектами анизотропии (розово-желтые, зеленоватые, зеленовато-желтые, серовато-оранжевые, оранжево-красные). Внутренних рефлексов нет. Микротвердость 385...489 кгс/мм². Образует зернистые, почковидные, радиально-лучистые и дендритовидные агрегаты, сложные сростки, изредка таблитчатые или призматические кристаллы (рис. 8.25).

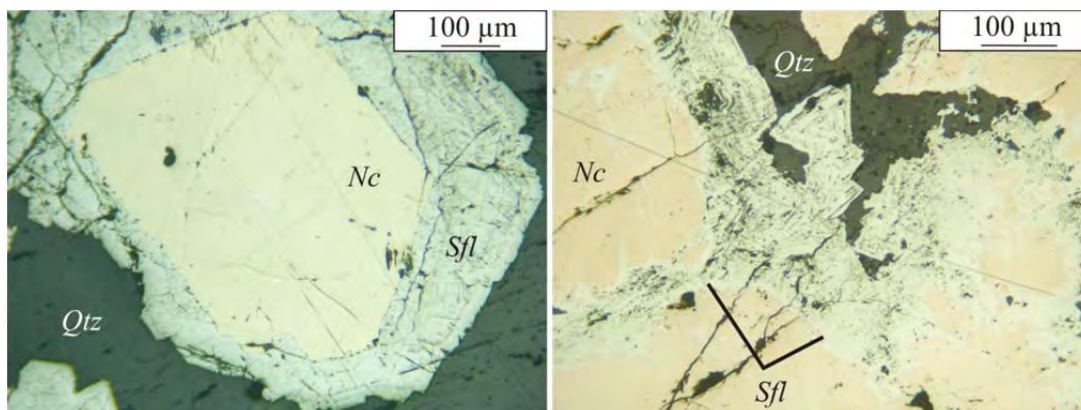


Рис. 8.25. Никелин в отраженном свете:
 изометричные кристаллы никелина (Nc) в кварце (Qtz), замещенные по периферии саффлоритом (Sfl)

Парагенезис. Минерал образуется в гидротермальных месторождениях кобальт-никель-висмут-серебряной формации. Ассоциирует с другими арсенидами кобальта, никеля, железа, висмутом, мышьяком, сурьмой, серебром, галенитом, сфалеритом и пр.

Пентландит
Pentlandite Ni (Fe,Ni, Co)₈S₈

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав варьирует в широких пределах: Ni – 23...47 %; Fe – 21...41 %; S – 31,5...34 %. Характерны примеси Co, Cu, Ag, Mn, Se, элементов платиновой группы.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Отражательная способность высокая (около 51 %). Цвет светло-кремовый, светло-желтый. В сравнении с пирротином светлее и желтее. Изотропный и непрозрачный. При скрещенных николях полная темнота не достигается. Микротвердость 46...63 кгс/мм². Образует ксеноморфные выделения в пирротине (рис. 8.26).

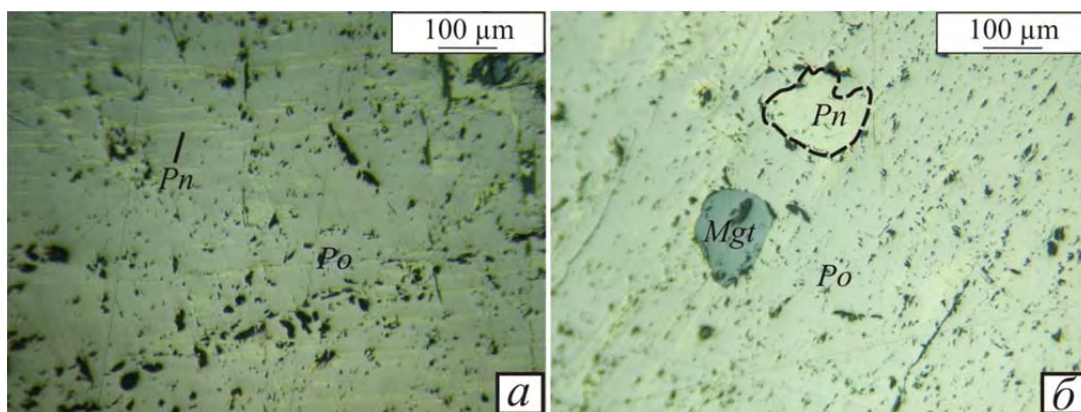


Рис. 8.26. Пентландит в отраженном свете:
а – штриховые выделения пентландита (Pn) в пирротине (Po); б – пламенивидные выделения пентландита в пирротине в ассоциации с магнетитом (Mgt)

Парагенезис. Ассоциирует с пирротинном, халькопиритом, кубанитом и другими железными и никелевыми сульфидами и арсенидами. Часто встречается в пирротине в виде пластинчатых и пламенивидных включений (распад твердого раствора). Замещается **бравойтом, виоларитом и марказитом.**

Пирит
Pyrite FeS₂

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав: Fe – 46,55 %; S – 53,45 %. Обычны изоморфные примеси Co, Ni, Cu. В виде механической примеси может содержать Au, Ag, сульфиды кобальта, никеля, меди, мышьяка.

В отраженном свете. Полируется хорошо, но медленно. Рельеф высокий. Имеет желтовато-белый цвет. Отражательная способность около 55 %. Является изотропным минералом. Внутренние рефлексы отсутствуют. Вследствие деформаций различного рода может проявляться анизотропные свойства. Микротвердость изменяется в широких пределах 965...1408 кгс/мм², что связано с различными условиями образования пирита и различным содержанием элементов примесей. Образует зернистые агрегаты, кристаллы в форме куба, октаэдра, агрегаты кристаллов, радиально-лучистые и колломорфные агрегаты, фрамбоиды (рис. 8.27).

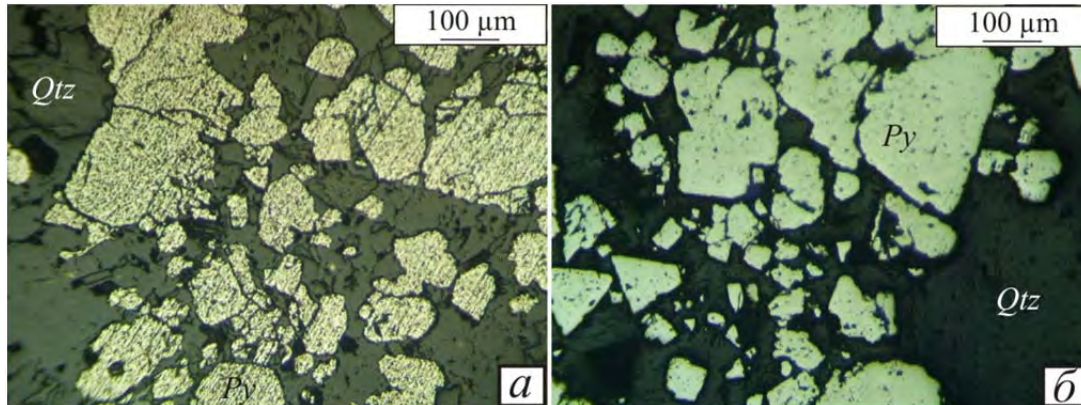


Рис. 8.27. Пирит в отраженном свете:
а – идиоморфные выделения пирита (Py) в кварце (Qtz) с дефектами полировки;
б – то же без дефектов полировки

Парагенезис. Пирит образуется в ходе многих геологических процессов. Парагенезис его весьма разнообразен. В гидротермальных месторождениях обычно ассоциирует с магнетитом, пирротинном, галенитом, сфалеритом и т. д.

Пиролоюзит
Pyrolusite MnO₂

Общие сведения. Сингония моноклинная. Химический состав: Mn – 63,2 %; O – 36,8 %. Характерны примеси Fe, Ba, Na, K.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Характеризуется серым цветом с буроватым или кремовым оттенком. В кристаллических разностях белый, в аморфных – темно-серый. Отражательная способность невысокая (около 35 %). Двуотражение выражено отчетливо в кристаллических разностях. В колломорфных – анизотропен или изотропен. Кристаллические разности обладают сильным эффектом анизотропии с цветными эффектами (желтовато-голубовато-серые). Внутренних рефлексов обычно нет. От примеси гетита могут проявляться бурые рефлексы. Микротвердость 702...748 кгс/мм². Чаще всего встречается в виде колломорфных агрегатов, оолитов, реже – в виде призматических кристаллов, образующих радиально-лучистые сростки (рис. 8.28).

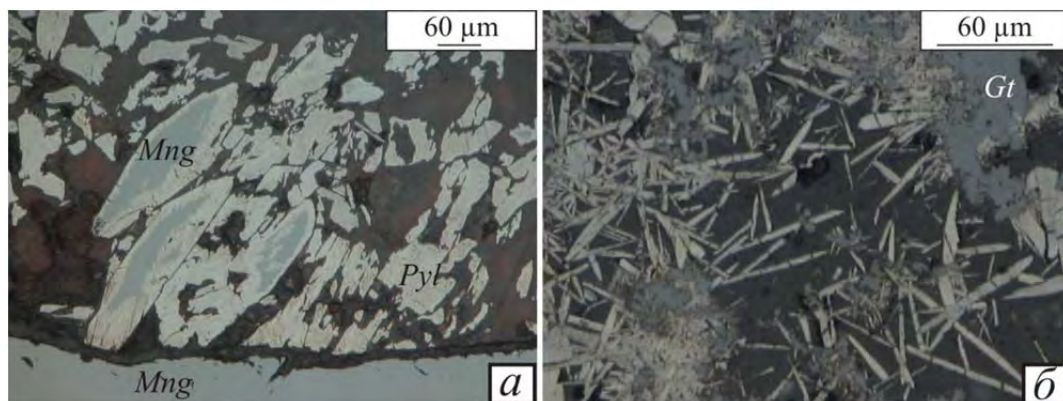


Рис. 8.28. Пиролоюзит в отраженном свете⁹:
а – манганит (Mng), частично замещенный пиролоюзитом (Pyl); *б* – игольчатые зерна пиролоюзита с гетитом (Gt)

⁹ Рисунки заимствованы из [43].

Парагенезис. Ассоциирует с манганитом и другими минералами марганца, иногда с баритом.

Пирротин
Pyrrhotite $Fe_{1-x}S$

Общие сведения. Кристаллизуется в гексагональной сингонии. Химический состав пирротина очень изменчив. Выделяют три типа пирротина: $Fe_{11}S_{12}$, $Fe_{10}S_{11}$, Fe_9S_{10} . Химический состав: Fe – 61,5; 61,3; 61,05 %; S – 38,5; 38,7; 38,95 % соответственно. Характерны примеси Ni, Co, Cu.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Относительный рельеф высокий. Выше, чем у сфалерита, халькопирита, но ниже пирита и арсенопирита. Обладает кремовым цветом. Отражательная способность высокая (42 %). Двухотражение проявлено хорошо. Обычно оно ярко заметно в зернистых агрегатах. Эффекты анизотропии сильные. Внутренних рефлексов нет. Микротвердость 214...343 кгс/мм². Обычно образует аллотриоморфнозернистые агрегаты (рис. 8.29).

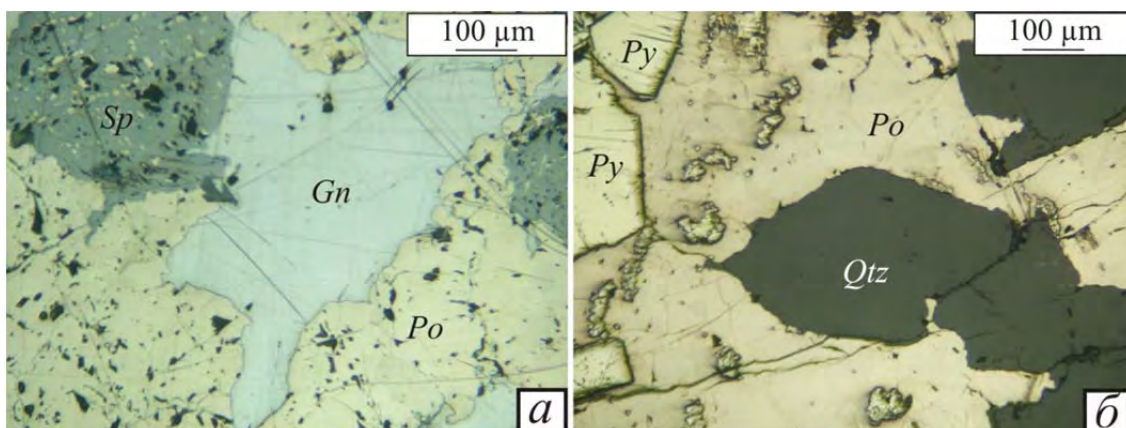


Рис. 8.29. Пирротин в отраженном свете:
а – пирротин (Po) в ассоциации с галенитом (Gn) и сфалеритом (Sp);
б – пирротин в кварце (Qtz) в ассоциации с пиритом (Py)

Парагенезис. Распространен в магматических породах основного и ультраосновного состава. Ведущий минерал медно-никелевых месторождений. Часто встречается в гидротермальных месторождениях золота, полиметаллов, меди. Ассоциирует с халькопиритом, пентландитом, пиритом, сфалеритом, галенитом.

Реальгар
Realgar As_4S_4

Общие сведения. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Химический состав: As – 70,08 %; S – 29,92 %. Обычно содержит примесь Sb до 2 %.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Имеет светло-серый, серо-белый цвет, нередко отмечается слабый сиреневатый или голубоватый оттенок. Показатель отражения изменяется от 20,5 до 26,5 %. Двухотражение слабое и обычно заметно по изменению цвета от серого с голубым оттенком до серого с розоватым оттенком. Имеет сильный эффект анизотропии, который маскируется обильными розовато-желтыми и оранжевыми яркими внутренними рефлексамии. Микротвердость изменяется в интервале 47...65 кгс/мм² (обычно 50...57). Образует зернистые агрегаты, ксеноморфные выделения, кристаллы, сростания с антимонитом (рис. 8.30).

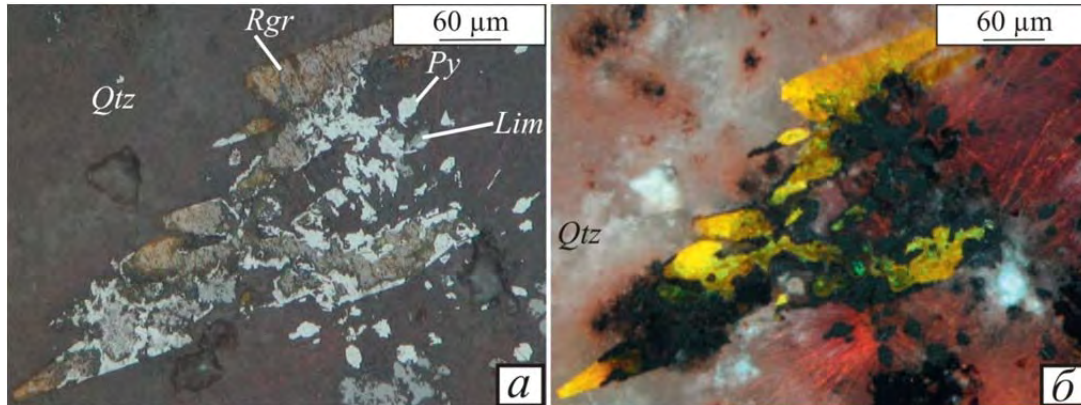


Рис. 8.30. Реальгар в отраженном свете¹⁰:

а – кристаллы реальгара (*Rgr*) в кварце (*Qtz*) в ассоциации с зернами пирита (*Py*), частично замещенными лимонитом (*Lim*) при одном николе; *б* – то же при скрещенных николях (реальгар с хорошо проявленными желтыми внутренними рефлексами)

Парагенезис. Широко распространен в продуктах фумарольно-сульфаторной деятельности, в отложениях горячих источников современных вулканов, в эпитермальных месторождениях Sb, Sb-Hg, Hg, As, барита. Ассоциирует с аурипигментом, киноварью, антимонитом, пиритом, мышьяком, теннантитом.

Рутил *Rutile TiO₂*

Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: Ti – 59,94 мас. %; O – 40,06 мас. %. Примеси: Fe, Nb, Ta, Cr, Al, Sn.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Имеет серо-белый цвет. Относится к полупрозрачным минералам. Показатель отражения около 22 %. Двухотражение слабое, по границам зерен и двойников отчетливое. Явление анизотропии сильное, но, как правило, его наблюдению мешают внутренние рефлексы (светло-коричневые, желтовато-коричневые, бесцветные, красно-бурые). Микротвердость изменяется в интервале 980...1190 кгс/мм². Примеси Nb и Ta снижают твердость. Обычно образует короткопризматические (нередко округлые), длиннопризматические, игольчатые кристаллы. Часто встречаются коленчатые двойники (рис. 8.31).

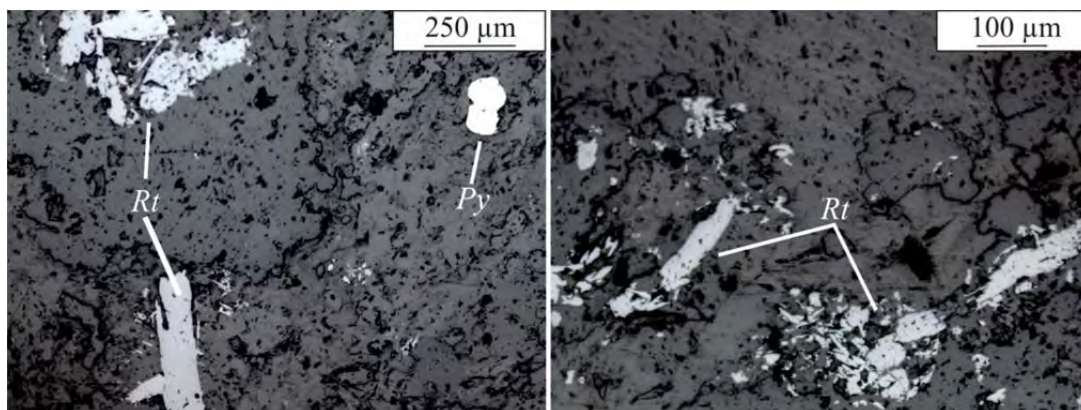


Рис. 8.31. Рутил в отраженном свете:

удлиненные кристаллы рутила (Rt) в ассоциации с идиоморфными кристаллами пирита (Py) в углеродистых сланцах

¹⁰ Рисунки заимствованы из [43].

Парагенезис. Широко распространен как акцессорный минерал. Встречается в месторождениях многих промышленно-генетических типов. Ассоциирует с гематитом, ильменитом, титанитом, кварцем.

Саффорит
Safflorite CoAs₂

Общие сведения. Кристаллизуется в ромбической сингонии. Химический состав: Co – 28,2 %; As – 71,8 %. Часты примеси Fe, Ni, S, Sb. Непрерывный изоморфный ряд «саффорит (CoAs₂) – леллингит (FeAs₂)».

В отраженном свете. Полируется отлично. При достаточно хорошей полировке у минерала часто обнаруживается зональное строение. Рельеф выше, чем у смальтина, но ниже, чем у арсенопирита и леллингита. Имеет белый цвет со слабым голубым оттенком. Показатель отражения высокий (52...58 %). Двухотражение слабое и чаще заметно у разностей с высоким содержанием железа. Явление анизотропии отчетливое, часто с цветным эффектом от темно-желтого до фиолетово-синего. В скрещенных николях нередко заметно волнистое погасание. Микротвердость изменяется в интервале 285...1050 кгс/мм² (обычно 430...600). Может образовывать идиоморфные кристаллы, напоминающие арсенопирит, сплошные массы, почки, радиально-лучистые агрегаты. Характерно зональное строение. Часто обнаруживает двойниковое строение (игольчатые спиралевидные тройники по (110) дают звездчатые поперечные сечения «саффоритовые звездочки») (рис. 8.32).

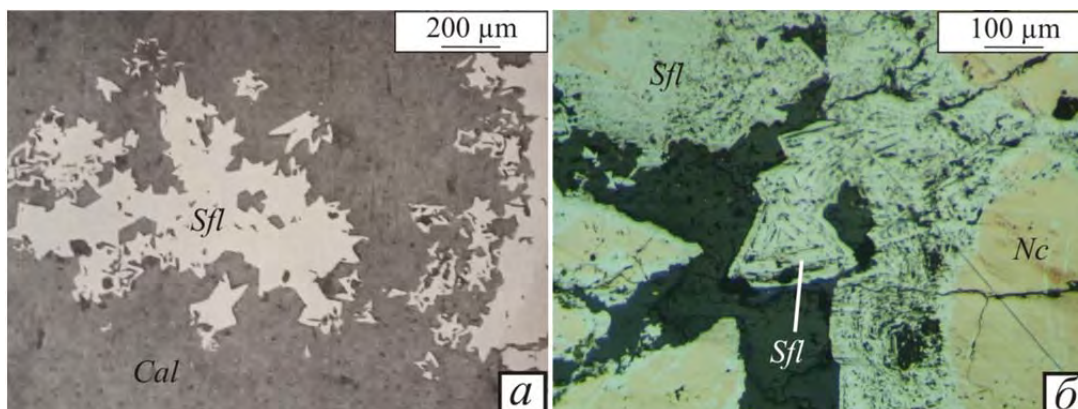


Рис. 8.32. Саффорит в отраженном свете¹¹:

а – звездочки саффорита (Sfl) в кальците (Cal);

б – зональный саффорит, замещающий по периферии зерна никелина (Nc)

Парагенезис. Ассоциирует со смальтином, никелином, кобальтином и другими кобальт-никелевыми минералами, а также с серебром, висмутом, леллингитом, кварцем, кальцитом.

Серебро самородное
Native Silver

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химически довольно чистое. Суммарное содержание примесей в сумме обычно менее 1 %. Примеси представлены Hg, Sb, Bi, Au и Cu.

В отраженном свете. Полируется хорошо, но почти всегда на поверхности имеются царапины и точечные дефекты полировки. Имеет белый, кремово-белый

¹¹ Рисунок а заимствован из [34].

цвет. Показатель отражения высокий (до 95 %). Изотропно. Микротвердость низкая – 45...60 кгс/мм². Образует отдельные зерна, дендриты, пластинки, аллотриоморфно-зернистые агрегаты (рис. 8.33).

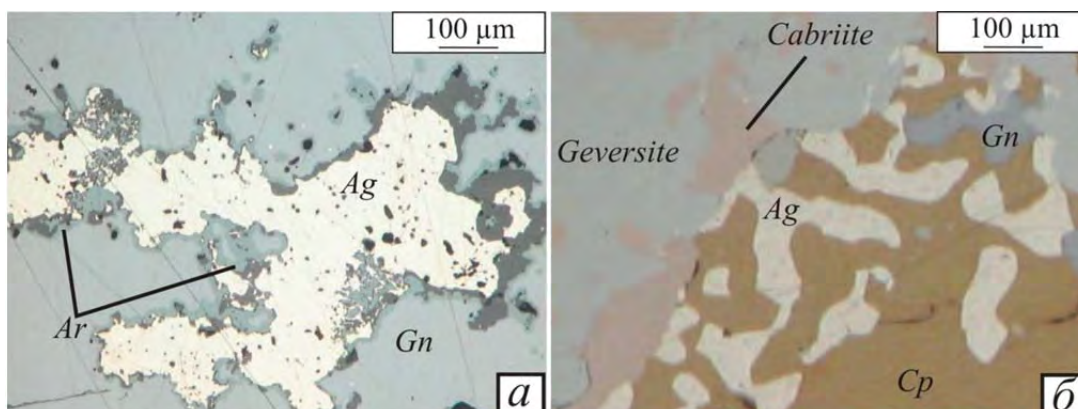


Рис. 8.33. Серебро в отраженном свете¹²:
 а – самородное серебро (Ag) с оторочкой аргентита (Ar) в галените (Gn);
 б – сrostки самородного серебра, халькопирита (Cp), кабриита (Cabriite – Pd₂SnCu), геверсита (Geversite – Pt(Sb,Bi)₂) и галенита

Парагенезис. Встречается в гипергенных месторождениях золота, серебра, меди, цинка, свинца. Ассоциирует с акантитом, висмутом, блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, пиритом, халькозином. Гипогенное серебро широко развито в корях выветривания сульфидных и теллуридных месторождений, в зонах окисления и в зонах вторичного сульфидного обогащения.

Смальтин (скуттерудит)
Skutterudite (CoAs₃)

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав: Co – 20,8 %; As – 79,2 %. Характерны примеси Ni, Fe, Cu, S, Sb, Bi. Ряд «скуттерудит–никельскуттерудит (NiAs₃)» непрерывный по составу.

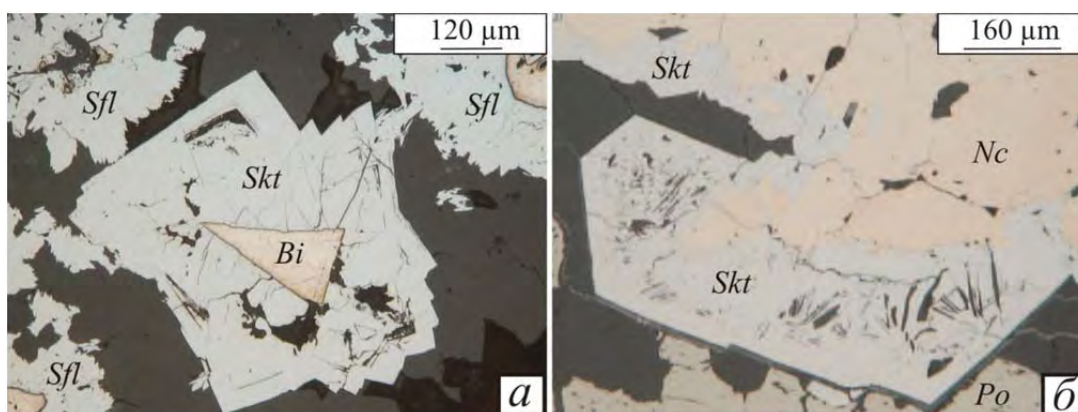


Рис. 8.34. Смальтин (скуттерудит) в отраженном свете¹³:
 а – изометричные кристаллы скуттерудита в ассоциации с самородным висмутом (Bi) и пилообразными кристаллами саффорита (Sfl); б – скуттерудит вокруг никелина (Nc), внизу зернистый пирротин (Po)

¹² Рисунок заимствован из [43].

¹³ Там же.

В отраженном свете. Полируется легко и хорошо. Относительный рельеф обычно выше, чем у никелина. Отражательная способность высокая (57...55 %). Цвет белый. В сростании с никельскуттерудитом выглядит кремоватым. Изотропен. Микротвердость изменяется в широких пределах 270...975 кгс/мм² (обычно 740...900 кгс/мм²). Образует зернистые массы, отдельные зоны в зональных сростках арсенидов, кристаллы в форме куба, октаэдра, кубооктаэдра. Иногда кристаллы имеют зональное строение (рис. 8.34).

Парагенезис. Является одним из главных минералов арсенидных руд гидротермальных Co и Co-Ni месторождений. Часто отмечается в сростании с серебром, висмутом, аргентитом, маухеритом, никелином, блеклыми рудами.

Станнин *Stannite Cu₂FeSnS₄*

Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: Cu – 29,56 %; Fe – 12,99 %; Sn – 27,61 %; S – 29,84 %. Характерны примеси Zn, In, Cd, Ag, Mn, Hg.

В отраженном свете. Полируется легко и хорошо. Относительный рельеф выше, чем у халькопирита, и ниже, чем у сфалерита. Станнин имеет серый цвет с четким оливково-зеленым оттенком. Отражательная способность не значительна (28 %). Двухотражение иногда очень четкое, иногда едва заметное. Явление анизотропии отчетливое. Станнин обладает цветным эффектом анизотропии (желтовато-коричневый, серовато-оливковый, голубовато-серый, фиолетово-серый). Микротвердость 206...307 кгс/мм². Обычно образует аллотриоморфнозернистые агрегаты. Часто встречается в структурах распада твердых растворов с халькопиритом и сфалеритом (рис. 8.35).

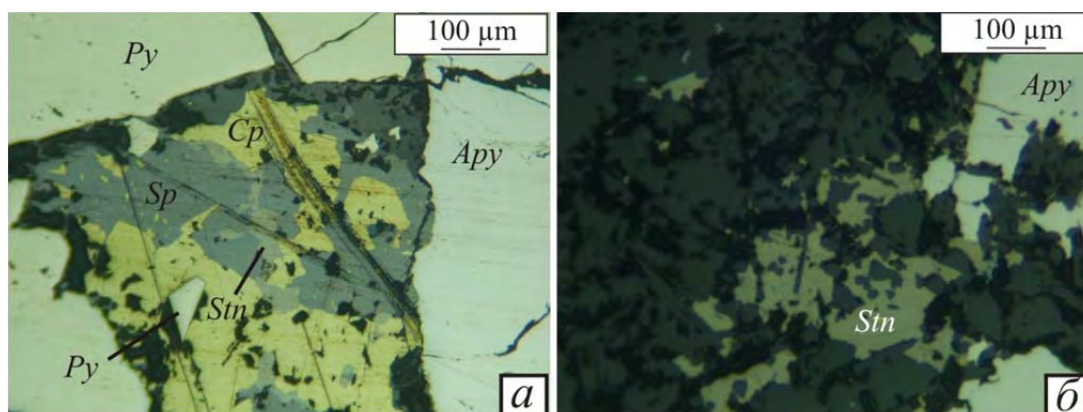


Рис. 8.35. Станнин в отраженном свете:
а – выделения станнина (Stn) в сфалерите (Sp) в ассоциации с арсенопиритом (Apy) и пиритом (Py);
б – выделения станнина в углеродистом сланце в ассоциации с арсенопиритом (Apy)

Парагенезис. Станнин встречается с касситеритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротинном.

Сфалерит *Sphalerite ZnS*

Общие сведения. Кристаллизуется в кубической сингонии. Химический состав: Zn – 67,09 мас. %; S – 32,81 мас. %. Обычно содержит примеси Fe, Hg, Cd, Mn, Cu, Sn, Ni. В зависимости от содержания изоморфных примесей выделяют разновидности: *марматит* (железистая разновидность), *клеюфан* (безжелезистая разновидность, содержащая мало примесей), *пришбрамит* (разновидность, содержащая Cd до 5 %).

В отраженном свете. Мелкозернистые агрегаты полируются хорошо, грубозернистые полируются хуже за счет выкалывания. Относительный рельеф средний. Сфалерит мягче пирротина, магнетита, ильменита, но тверже халькопирита, станина, галенита и блеклых руд. Сфалерит имеет серый цвет. Отражательная способность низкая (16 %). Изотропный. В скрещенных николях наблюдается полная темнота. Внутренние рефлексии имеются почти всегда и в большом количестве. В сфалерите с высоким содержанием железа рефлексии белые или вообще отсутствуют. В сфалеритах, не содержащих примеси – красные. Микротвердость 153...270 кгс/мм². Обычно встречается в зернистых агрегатах. Реже в виде хорошо образованных кристаллов (рис. 8.36).

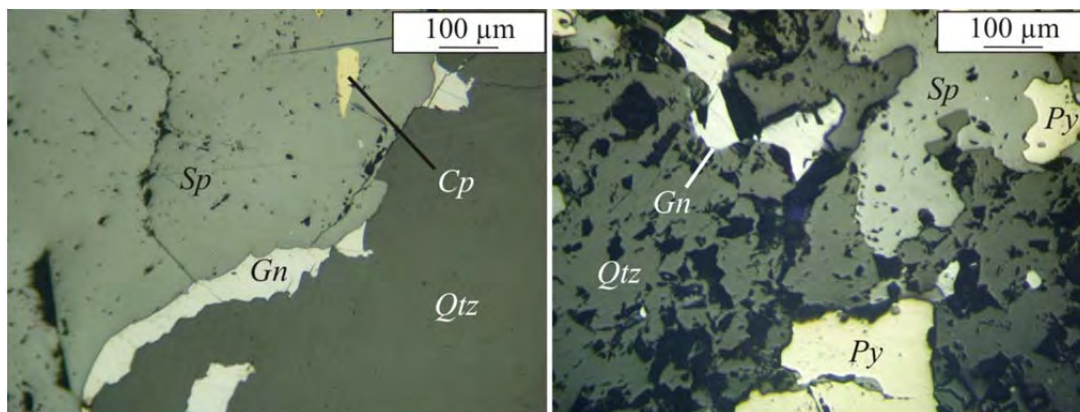


Рис. 8.36. Сфалерит в отраженном свете:
сфалерит (Sp) в кварце (Qtz) в ассоциации с галенитом (Gn), халькопиритом (Cp) и пиритом (Py)

Парагенезис. Ассоциирует с пиритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, магнетитом. Часто содержит мелкие эмульсиевидные включения халькопирита, станина, пирротина.

Теннантит (Tennantite $3Cu_2SAs_2S_3$)
и тетраэдрит (Tetrahedrite $3Cu_2SSb_2S_3$)

Общие сведения. Группа *блеклых руд* объединяет минералы переменного состава, образующие изоморфный ряд с мышьяковым (теннантит) и сурьмяным (тетраэдрит) крайними членами. Теннантит и тетраэдрит кристаллизуются в кубической сингонии.

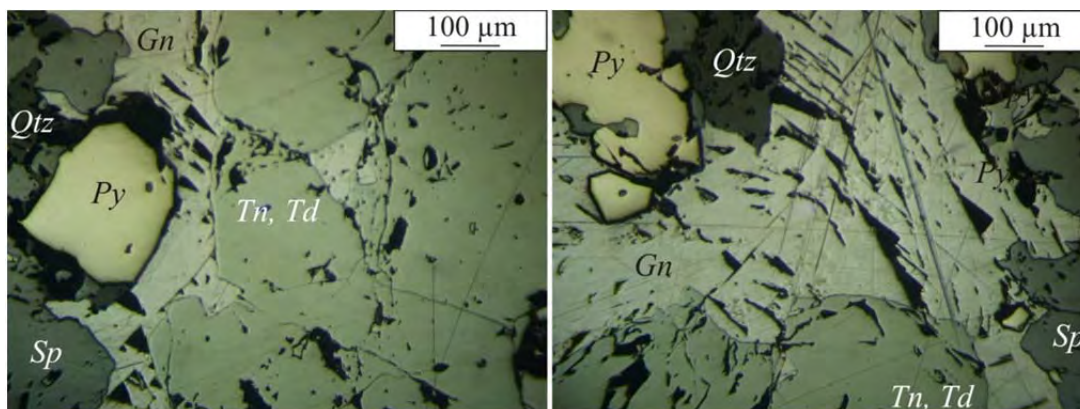


Рис. 8.37. Блеклые руды в отраженном свете:
блеклые руды (теннантит (Tn) и тетраэдрит (Td)) в ассоциации с пиритом (Py);
сфалеритом (Sp) и галенитом (Gn) в кварцевой (Qtz) жиле

В отраженном свете. Блеклые руды дают хорошую полировку. Иногда могут слегка выкрашиваться. Рельеф выше, чем у галенита, антимонита, и ниже, чем у сфалерита и пирротина. Отражательная способность невысокая (30 %). Являются изотропными. Теннантит имеет серовато-белый цвет. В контакте с галенитом обладает отчетливым зеленоватым оттенком. Микротвердость 261...305 кгс/мм². Тетраэдрит серого цвета с оливково-коричневым грязным оттенком. Микротвердость 245...265 кгс/мм². Встречаются в виде агрегатов аллотриоморфных зерен, реже в виде идиоморфных изометричных кристаллов (рис. 8.37).

Парагенезис. Обычно ассоциируют с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинном. Часто содержатся в виде продуктов распада твердых растворов в халькопирите.

Халькозин *Chalcocite Cu₂S*

Общие сведения. Халькозин представляет собой большое число самостоятельных минералов. Они различаются температурами образования и кристаллографическими данными. При низких температурах образуется ромбический халькозин. При средних – гексагональный. При температуре выше 91 °С – кубический халькозин (дигенит). Химический состав: Cu – 79,86 %; S – 20,14 %. Может содержать примеси Se, Fe, Zn, Mn, Ag.

В отраженном свете. Полируется легко и дает блестящую поверхность. Поверхность бывает нередко исцарапана, если в халькозине содержатся мелкие включения более твердых минералов (пирит). Относительный рельеф очень низкий (примерно как у галенита). Обладает белым, тускло-белым или синевато-белым цветом. Отражательная способность средняя (31 %). Кубические разновидности изотропны. Полнокристаллический ромбический халькозин анизотропен. Эффект анизотропии, в большинстве случаев очень слабый и обнаруживается при неполной скрещенности николей. Микротвердость 64...98 кгс/мм². Обычно образует пластинчатые кристаллы с трещинками спайности. Часто встречаются каемки, прожилки, скрытокристаллические зернистые агрегаты (рис. 8.38).

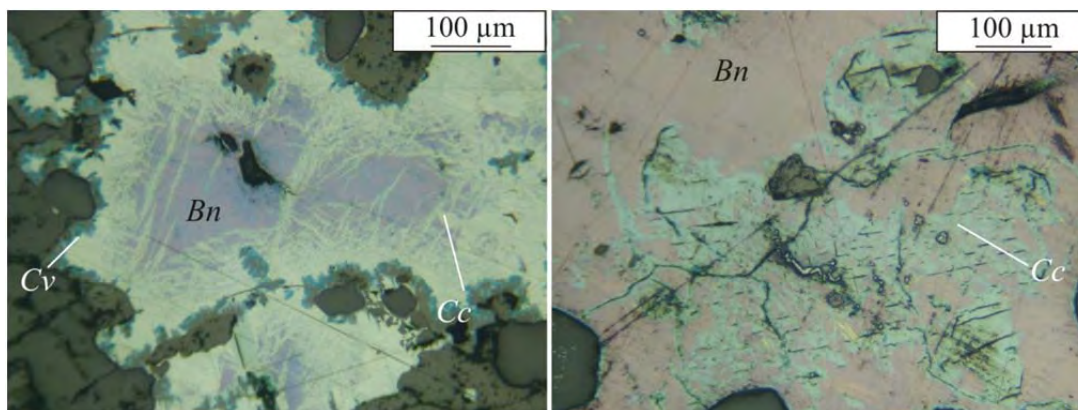


Рис. 8.38. Халькозин в отраженном свете: ранний борнит (Bn) замещен поздними халькозином (Cc) и ковеллином (Cv)

Парагенезис. Гипогенный халькозин обычно грубозернистый, обладает сложной пластинчатой sdвойникованностью и ясной спайностью. Ассоциирует с борнитом и халькопиритом, которые образуются позже, что распознается по структурам замещения. Гипергенный халькозин наиболее распространен и возникает путем за-

мещения других минералов, например халькозина и борнита, либо путем отложения из растворов, циркулирующих по трещинам, порам, каналам.

Халькопирит *Chalcopyrite CuFeS₂*

Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: Cu – 34,6 %; Fe – 30,5 %; S – 34,9 %. Содержит примеси Ni, Co, Ag, Zn, Mn, Sn, As, Sb.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Халькопирит тверже галенита, мягче сфалерита и пирротина. Имеет светло-желтый цвет. В присутствии галенита становится ярко-желтым, с самородной медью и золотом – зеленоватым. Отражательная способность высокая (47 %). Двухотражение практически незаметно даже в иммерсии. Эффекты анизотропии всегда слабые. Внутренних рефлексов нет. Микротвердость 165...260 кгс/мм². Образует обычно аллотриоморфные агрегаты. Реже встречаются колломорфные образования. Для халькопирита типичны структуры распада твердых растворов с кубанитом, сфалеритом, пирротинном, станнином, борнитом (рис. 8.39).

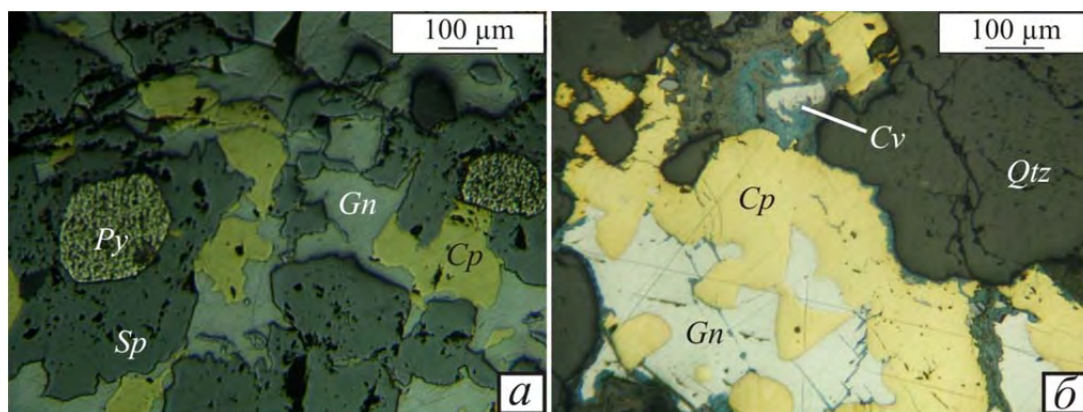


Рис. 8.39. Халькопирит в отраженном свете:
а – халькопирит (Cp) в ассоциации с пиритом (Py), галенитом (Gn) и сфалеритом (Sp);
б – крупные ксеноморфные зерна халькопирита в кварце (Qtz) в ассоциации с галенитом,
халькопиритом и ковеллином (Cv)

Парагенезис. Ассоциирует со многими минералами. Часто встречается в ассоциации с борнитом, халькозином, ковеллином, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном, магнетитом, золотом, серебром.

Хромшпинелиды *(Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)₂O₄*

Общие сведения. Являются твердыми растворами и кристаллизуются в кубической сингонии. FeCr₂O₄ (хромит), MgCr₂O₄ (пикрохромит или магнохромит), MnCr₂O₄ (мангахромит). Химический состав: (FeCr₂O₄) FeO – 30 %, Cr₂O₃ – 70,0 %; (MgCr₂O₄) MgO – 19,4 %, Cr₂O₃ – 80,6 %; (MnCr₂O₄) MnO – 19,4 %, Cr₂O₃ – 80,6 %.

В отраженном свете. Полируется медленно, но достаточно хорошо. Твердость больше магнетита, но меньше гематита. Имеют серый, серовато-белый с коричневым оттенком цвет. Изотропны. Отражательная способность колеблется в зависимости от химического состава (12...16 %). Маложелезистые хромшпинелиды обнаруживают внутренние рефлексии красновато-бурых тонов. Микротвердость очень высокая (1036...1566 кгс/мм²). В аншлифах встречаются в виде округлых зерен. Иногда встречаются мирмекитовые сростания хромита и магнетита (рис. 8.40).

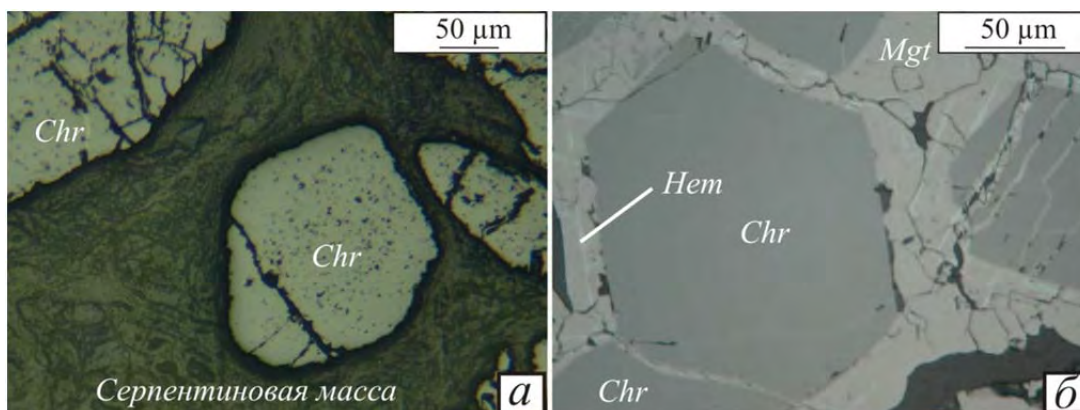


Рис. 8.40. Хромит в отраженном свете¹⁴:
а – хромит (Chr) с дефектами полировки в виде небольших черных ямок в серпентинизированной массе ультраосновной породы; *б* – хромит в магнетите (Mgt) с прожилками гематита (Hem)

Парагенезис. Встречаются с магнетитом, гематитом, кобальтином, никелином, самородной платиной.

Шеелит *Scheelite* CaWO_4

Общие сведения. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Химический состав: CaO – 19,48 %; WO₃ – 80,52 %. Обычны примеси Mo, Sr, TR.

В отраженном свете. Полируется хорошо. Обладает серым, темно-серым цветом. Отражательная способность низкая (около 10 %). Двухотражение отсутствует. Отчетливо анизотропен. Наблюдению эффекта анизотропии мешают бесцветные внутренние рефлексии. Микротвердость изменяется в интервале (392...412 кгс/мм²). Встречается в виде вкрапленников, прожилков (рис. 8.41).

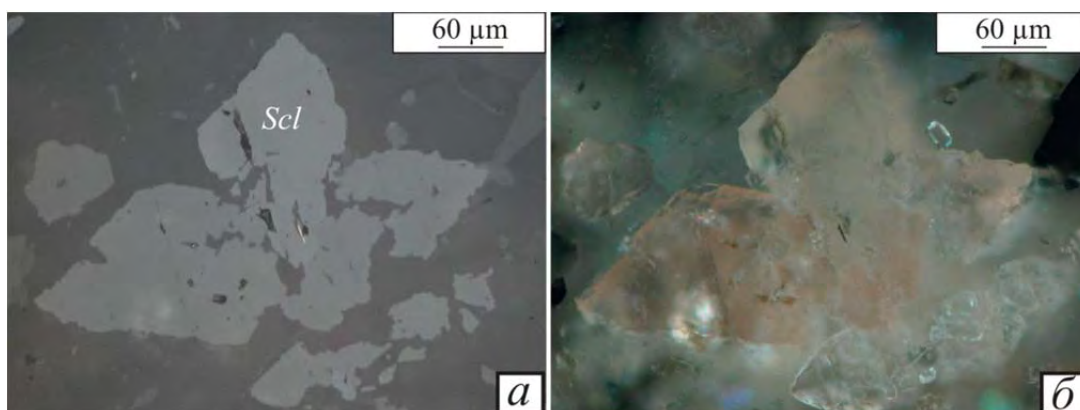


Рис. 8.41. Шеелит в отраженном свете¹⁵:
а – идиоморфные двойники шеелита (Scl) при одном николе; *б* – то же в скрещенных николях (розовые и бесцветные внутренние рефлексии)

Парагенезис. Встречается с гранатами, пироксенами, молибденитом, вольфрамитом, касситеритом, кварцем.

¹⁴ Рисунки заимствованы из [43].

¹⁵ Там же.

9. СТРУКТУРЫ РУД

Структура – строение минерального агрегата, характеризующееся размерами, формой и взаимоотношениями зерен одного или нескольких минералов. Морфологической единицей структуры принято считать минеральное зерно [35].

Первая классификация структур и текстур руд была дана И.Ф. Григорьевым в 1927 г. и дополнена А.Г. Бетехтиным в 1934 г. Изучением структур и текстур руд занимались С.А. Вахромеев (1956), Ф.Н. Шахов (1941, 1961), А.Г. Бетехтин, А.Д. Генкин, А.А. Филимонов, Т.Н. Шадлун (1958), И.П. Исаенко (1975), С.А. Юшко (1984) и другие исследователи.

Из зарубежных работ большую ценность представляет монография П. Рамдора (1962), в которой наряду с детальным описанием оптических и других свойств рудных минералов обращается внимание на минеральные сростания и строение руды в целом.

Ниже приводится генетическая классификация структур руд [2, 6, 43]. Принято выделять следующие генетические типы структур:

- структуры кристаллизации;
- структуры распада твердых растворов;
- структуры метасоматических и метаморфических руд;
- коллоидные структуры;
- структуры замещения;
- структуры дробления.

9.1. Структуры кристаллизации

Руды образуются в результате непосредственной кристаллизации из *расплава* или *водного раствора* при понижении температуры, давления, изменении концентрации и характера раствора (расплава). В структурах кристаллизации выделяют несколько морфологических видов (рис. 9.1, 9.2):

1. *Панидиоморфнозернистая*. Возникает либо в силикатных расплавах, либо при отложении из гидротерм в свободном пространстве (полости, трещины) в ходе медленного понижения температуры. Обычно это моно- или полиминеральные скопления, имеющие четкие кристаллографические очертания.

2. *Гипидиоморфнозернистая*. Характерна для руд с хорошо развитой последовательностью образования, при этом ранее образовавшиеся минералы имеют правильные идиоморфные очертания, а поздние – неправильные.

3. *Аллотриоморфнозернистая*. Все рудные минералы имеют неправильные очертания.

Очень важно понимать: если минералы имеют одинаковую кристаллизационную способность, тогда форма их выделения в одном агрегате может являться признаком порядка выделения. Например, пирит, арсенопирит, магнетит имеют одинаковую кристаллизационную способность, следовательно, если они находятся в одном минеральном агрегате и один из них имеет более четкую идеальную форму, то этот минерал выделился раньше остальных, имеющих гип- или аллотриоморфнозернистую структуру. Если же минералы имеют разную кристаллизационную способность (пирит, халькопирит или пирит и пирротин), то этот признак не может являться признаком порядка выделения этих двух минералов.

4. *Порфировая*. Крупные кристаллы или зерна одного рудного минерала включены в более мелкий агрегат зерен другого минерала. Причем более крупные зерна образовались раньше, на что указывает наличие коррозии по периферии ранних зерен.

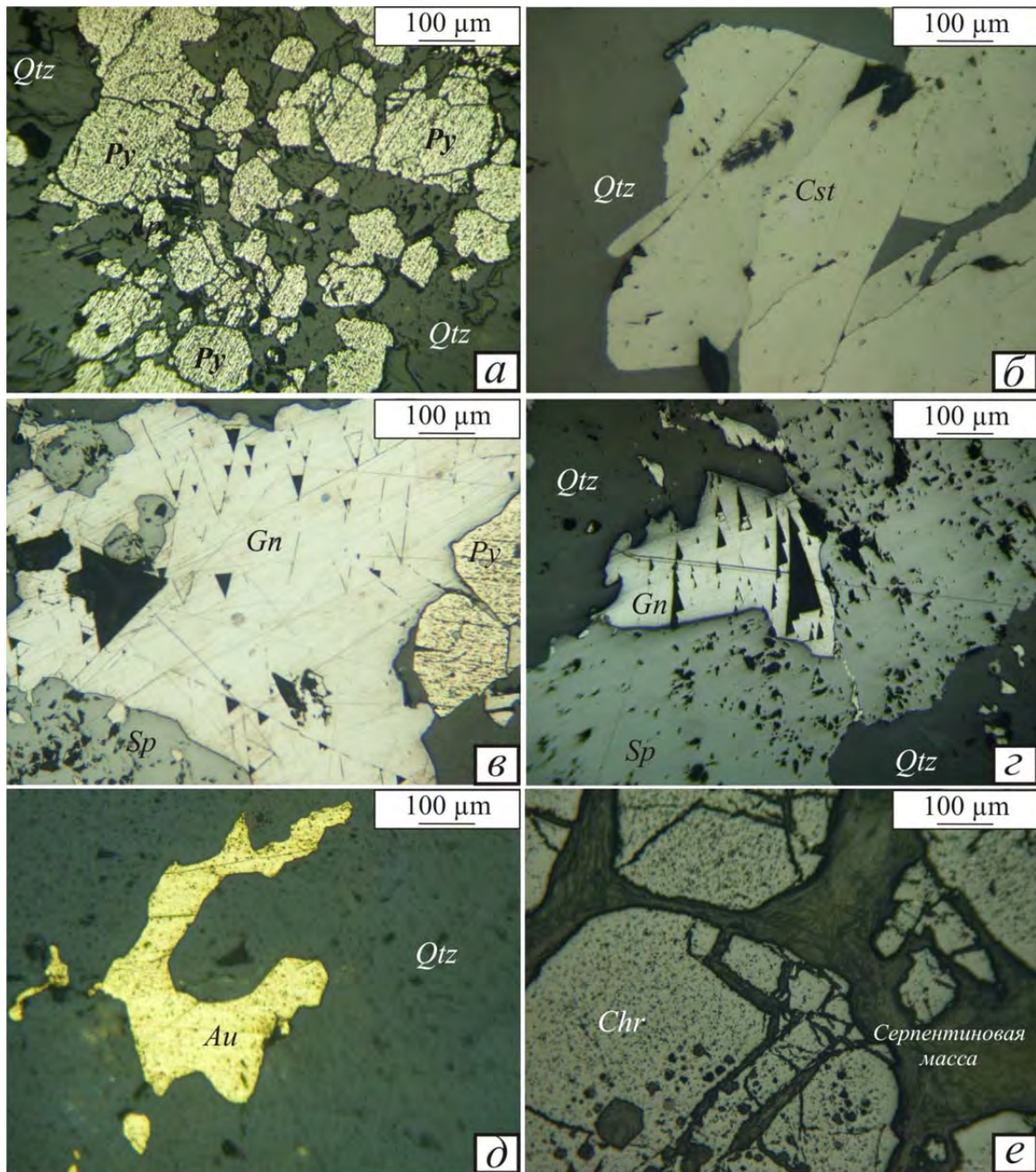


Рис. 9.1. Структуры кристаллизации:

а – панидиоморфнозернистая структура пирита (Py) в кварцевой (Qtz) жиле;
б – панидиоморфнозернистая структура касситерита (Cst) в кварцевой жиле;
в – гетидиоморфнозернистая структура ассоциации минералов (галенит (Gn), сфалерит (Sp), пирит (Py));
г – аллотриоморфнозернистая структура галенита со сфалеритом в кварце;
д – аллотриоморфнозернистая структура золота (Au) в кварце;
е – нодулярная структура «рябчиковой руды» (хромит (Chr))

5. *Пойкилитовая*. Мелкие, беспорядочно ориентированные кристаллы или зерна одного минерала, включены в крупные кристаллы либо зерна другого рудного минерала. Причем мелкие зерна появились раньше.

6. *Нодулярная и сидеронитовая*. Характерны исключительно для руд магматических месторождений. *Нодулярная* – изометричные зерна рудных минералов, образовавшихся при раннемагматической кристаллизационной дифференциации, расположены в неправильных зернах порообразующих минералов. Рудные минералы (хромит, титаномагнетит, ильменит, магнетит) появляются из расплава первыми, а силикаты (оливин, пироксен, плагиоклаз) – позднее. *Сидеронитовая* – рудные минералы кристаллизуются позже основной массы силикатов и выполняют между ними пространство. Структура характерна для позднемагматического процесса кристаллизационной дифференциации.

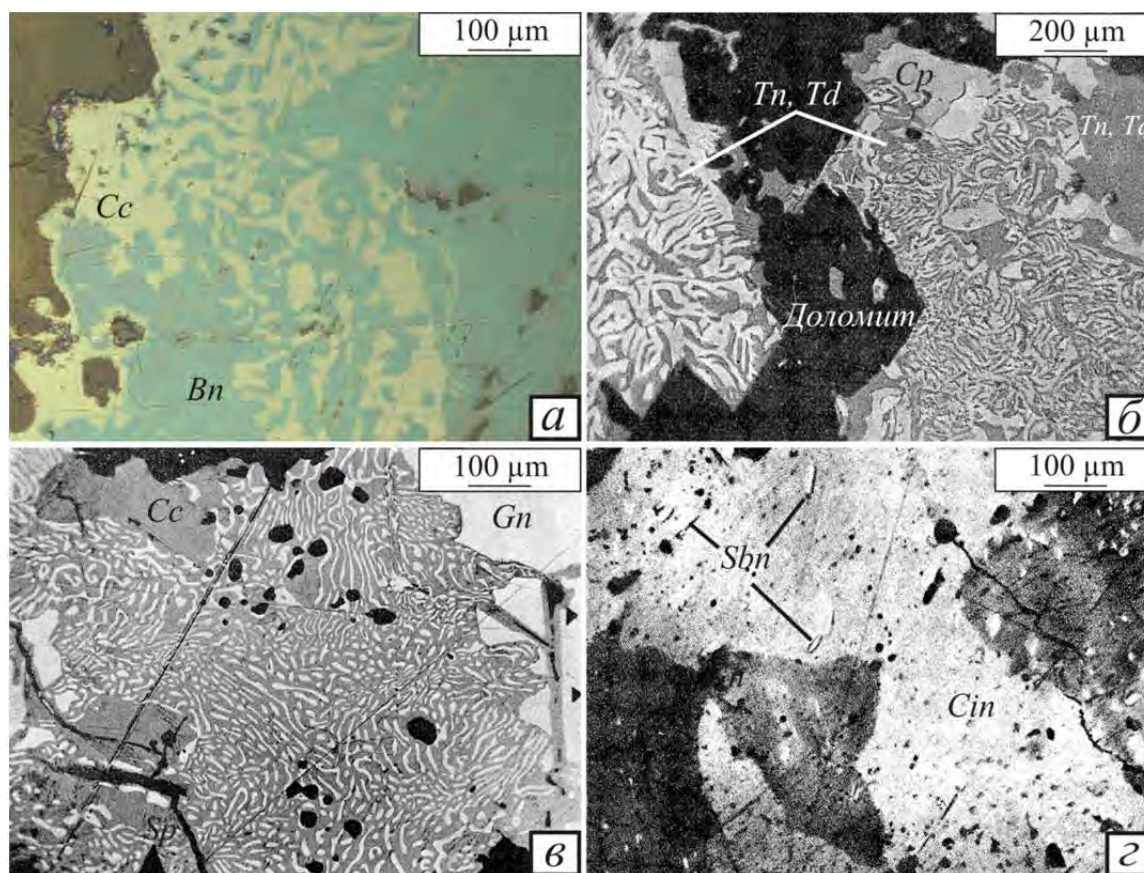


Рис. 9.2. Структуры кристаллизации¹⁶:

а – «графическое» срастание халькозина (Cc) с борнитом (Bn); б – субграфическое срастание блеклой руды (Tn и Td) и халькопирита (Sp); в – субграфическое срастание галенита (Gn) и халькозина; з – пойкилитовая структура (вытянутые кристаллики антимонита (Sbn) – более ранние образования в киновари (Cin))

7. *Графическая*. Она обусловлена прорастанием минералов друг в друге. Границы соприкасающихся минералов плавные, ровные, без следов коррозии. Разновидностью является *субграфическая* структура, где один из минералов, находящихся в срастании, занимает по объему подчиненное положение и его червеобразные вроски напоминают письменную структуру (*мирмекитовые срастания*).

¹⁶ Рисунки б, в заимствованы из [34], з – [20].

8. *Коррозионная*. Это часто встречающийся морфологический вид в генетическом типе структур кристаллизации, отражает динамику процесса. Другими словами, ее наличие указывает на перерыв в отложении рудного вещества. Выделившиеся ранее минералы становятся неустойчивыми и начинают растворяться. Оставшееся пространство в результате последующего повторного отложения заполняется другим, более поздним минералом. Образуется структура межзернового выполнения. В результате реакционного взаимодействия минералов может появиться каемочная структура. Характерным признаком коррозионной структуры являются зазубренные границы между ранними и поздними минералами. По мере увеличения интенсивности процессов коррозии в рудах развиваются структуры *разъедания*, *скелетная* и *реликтовая*.

9.2. Структуры распада твердых растворов

Твердый раствор – это гомогенная минеральная фаза, образованная из расплава или раствора смешением двух минеральных фаз с похожими кристаллическими структурами, атомы которых могут изоморфно замещать друг друга. Распады происходят в основном при медленном понижении температуры в твердом состоянии. Экспериментально установлены температуры распада или образования определенных минеральных пар, которые известны как геологические термометры (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Минералы, образующие твердые растворы

| Минерал-хозяин | Минерал, образовавшийся при распаде | Температура, С° |
|----------------|-------------------------------------|-----------------|
| Борнит | Халькозин | 225 |
| Борнит | Халькопирит | 300, 475 |
| Сфалерит | Халькопирит | 400...350 |
| Халькопирит | Халькозин | 480 |
| Халькопирит | Пирротин | 550 |
| Пирротин | Халькопирит | 600 |
| Магнетит | Ильменит | 700...600 |
| Гематит | Магнетит | Свыше 1200 |

Структуры распада указывают на одновременность или близость образования пары минералов, возникших в результате распада твердого раствора!

В этом генетическом типе структур выделяют следующие морфологические виды (рис. 9.3):

1. *Эмульсионная структура*. Продукт распада распределен в минерале-хозяине в виде беспорядочно рассеянных или ориентированных точек (сфалерит-халькопирит).

2. *Пластинчатая структура*. Продукты распада закономерно ориентированы в минерале-хозяине по плоскостям спайности или по кристаллографическим очертаниям в виде пластинок. Характерны пластинки для следующих пар минералов: халькопирит–борнит, сфалерит–халькопирит, магнетит–ильменит, ильменит–гематит.

3. *Решетчатая структура*. При пересечении пластинок, расположенных в минерале-хозяине по различным направлениям спайности (по двум взаимно перпендикулярным или по трем в виде треугольника), образуется решетчатая структура как разновидность пластинчатой.

4. *Графическая структура*. Взаимное прорастание двух минералов (хозяина и продукта распада), образующих извилистые границы.

5. *Петельчатая структура.* Обособление минерала – продукта распада вдоль границ зерен минерала-хозяина. Отмеченные узоры появляются последовательно при медленном понижении температуры. Как считает А.Г. Бетехтин, более крупные выделения минерала продукта распада образовались за счет мелких в результате дальнейшей перегруппировки вещества в твердом состоянии в условиях медленного продолжительного понижения температуры.

6. *Пламенивидная структура.* Пламенивидная структура была установлена П. Рамдором для пентландита, который является продуктом распада пирротина. При постепенном понижении температуры последние порции пентландита выделяются в виде пламенивидных узоров.

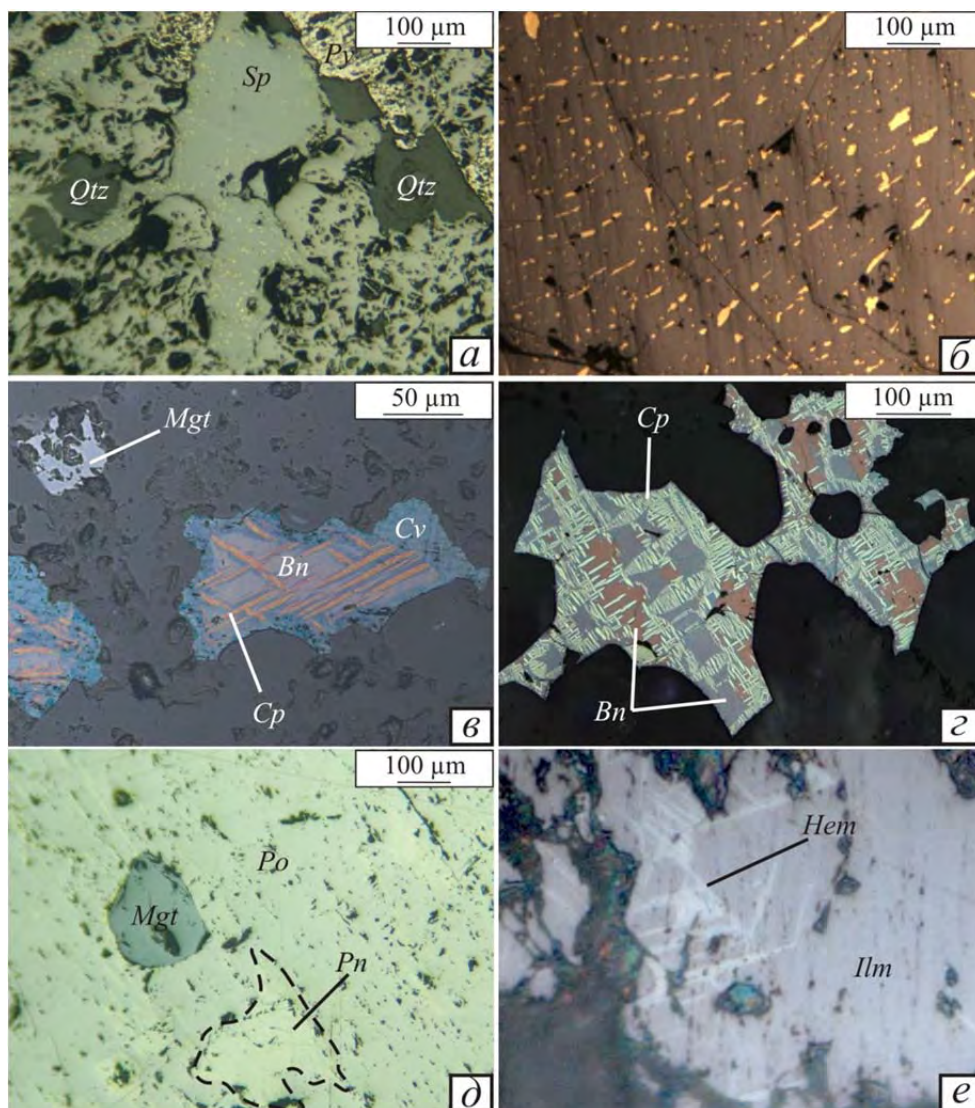


Рис. 9.3. Структуры распада твердых растворов¹⁷:

- а – эмульсионная структура распада халькопирита (желтое) в сфалерите (Sp);
- б – пластинчато-решетчатая структура распада халькопирита (желтое) в сфалерите;
- в, г – решетчатая структура распада халькопирита в борните (Bn);
- д – пламенивидная структура распада пентландита (Pn) в пирротине (Po);
- е – решетчатая структура распада гематита (Hem) в ильмените (Ilm)

¹⁷ Рисунок г заимствован с сайта <https://webmineral.ru>.

9.3. Структуры метасоматических и метаморфических руд

Структуры характерны для руд, тесно связанных с процессами метасоматоза. Изменения температуры и давления, а также рН и Eh обстановки, приводят к образованию новых равновесных парагенетических ассоциаций. В результате перераспределения или привноса-выноса элементов происходит перекристаллизация первичных минералов или замещение одних минералов другими в твердом состоянии. При этом могут сохраняться или отсутствовать следы первичных минералов, первичных структур и текстур. Морфологической единицей метасоматических и метаморфических структур руд является *мета-* или *бластзерно*.

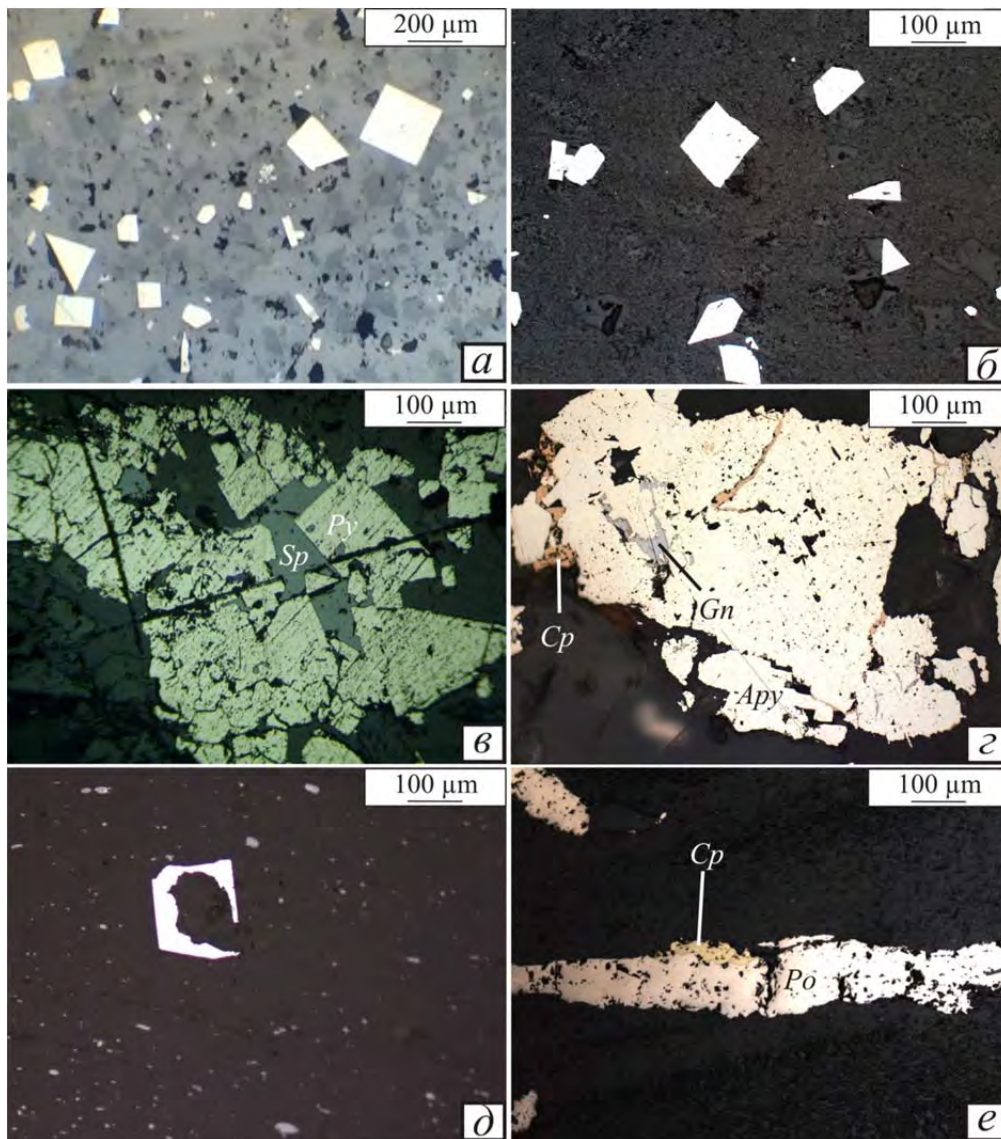


Рис. 9.4. Структуры метаморфических и метасоматических руд:
 а – панидиоморфнометазернистая структура пирита в углеродистых сланцах золоторудного месторождения; б – панидиоморфнометазернистая структура арсенопирита в углеродистых сланцах; в – гипидиоморфнометазернистая структура пирита (Py) и сфалерита (Sp) в метасоматической породе; г – аллотриоморфнометазернистая структура арсенопирита (Apy), халькопирита (Cr) и галенита (Gn); д – скелетная структура роста арсенопирита в метаморфизованной породе; е – ориентированнобластическая структура пирротина (Po) в метаморфизованном сланце

Возможны следующие морфологические виды (рис. 9.4):

1. *Панидиоморфнометазернистая структура*. Зерна идиоморфные, но в отличие от первичных структур кристаллизации (панидиоморфнозернистых) грани их обычно без следов коррозии, растворения, т. е. ровные, гладкие. Метазерна часто обнаруживают механические реликты вмещающей породы (иногда только после травления) или химические реликты – элементы, заимствованные из вмещающей породы. Следует помнить также о минеральных ассоциациях: идеальные кристаллы-октаэдры магнетита в хлоритовом сланце или пирита в углисто-серицитовом сланце, видимо, должны определяться как идиобласты. Подобные ассоциации минералов могли образоваться только в результате метаморфизма при собирательной кристаллизации или перекристаллизации.

2. *Гипидиоморфнометазернистая структура*. Минералы со слабой силой кристаллизации или, возможно, при быстрой кристаллизации образуют метазерна, частично имеющие кристаллографические очертания. Такие зерна появляются обычно вдоль мелких трещин, на контакте двух минералов.

3. *Аллотриоморфнометазернистая структура*. Минералы с низкой кристаллизационной способностью образуют метазерна без следов кристаллографических форм. Грани зерен, как и в случае предыдущих структур, гладкие, ровные. Минералы обычно содержат механические или химические реликты.

4. *Порфиробластовая, бластпорфировая, метапорфировая структура*. Наблюдаются крупные зерна или кристаллы (мета-, бластозерна) одного рудного минерала в более мелкозернистой (или бластзернистой) массе другого рудного минерала. Грани бластозерен без следов коррозии в отличие от рисунка порфировой структуры кристаллизации. Внутреннее строение бластозерен однородное: при перекристаллизации уничтожаются морфологические признаки первичных минералов (двойники, зональность), а также структурные особенности (распад твердого раствора, коллоидные, катакластические, коррозионные и др.).

5. *Пойкилобластовая структура*. Мелкие зерна (или бластозерна) одного рудного минерала в процессе собирательной кристаллизации (или перекристаллизации) оказываются включенными в более крупные зерна или кристаллы (бласты) другого рудного минерала.

6. *Скелетная структура*. В результате собирательной кристаллизации или перекристаллизации образуются скелетные формы – скелеты роста, частично имеющие кристаллографические очертания. Очертания зерен плавные без следов коррозии.

7. *Ориентированнобластическая структура*. При одностороннем давлении в процессе перекристаллизации бластозерна ориентируются длинной стороной перпендикулярно давлению. Такие структуры очень характерны для медно-колчеданных руд с полосчатой текстурой.

9.4. Структуры замещения

Структуры замещения достаточно часто распространены в рудах и могут быть вызваны как эндогенными, так и экзогенными процессами. Замещаться могут первичные минералы вторичными: пирит – лимонитом, халькопирит – лимонитом, малахитом, азуритом, халькозином, ковеллином, арсенопирит – скородитом и т. д. Замещение может происходить по трещинам спайности, по случайным направлениям. Допустим, халькопирит был трещиноват. В результате по ранее образованным трещинам может происходить замещение халькозином и т. д. Для замещающих ми-

нералов могут возникать различные структуры: *коррозионная, прожилковая, нитевидная, сетчатая, каемочная* и др. Для замещаемых – *островная, языковая, скелетная*. **Границы между минералами будут иметь зазубренные, неровные границы!**

Среди разнообразных видов замещения минералов можно выделить следующие:

- 1) разъедание ранних минералов без сохранения или с сохранением их реликтовых структур;
- 2) замещение с образованием новых химических соединений или твердых растворов;
- 3) диффузионное замещение путем обмена ионов между твердым минеральным веществом и раствором.

Разъедание минералов. Признаки разъедания или коррозии первоначально выделившихся минералов или кристаллических зерен широко встречается в рудах месторождений многих генетических типов. В основном разъедание ранних минералов происходит при взаимодействии их с остаточными растворами, изменившими свой состав в процессе рудообразования. В сущности, происходит вытеснение одного минерала другим без какого-либо переотложения минерала, подвергнувшегося резорбции (растворению). Вещество резорбируемого минерала, переходящее в раствор, либо выносится из области реакции, либо принимает участие в составе минералов, образующихся позднее.

Замещение с образованием новых химических соединений или твердых растворов. Этот тип замещения представлен так называемой *реакционной каймой*, возникающей при реакционном замещении и возникновении новообразованных минералов в результате воздействия растворов на ранее отложенные минералы, реже – в результате повышения температуры при метаморфизме. Для реакционных кайм характерно наличие в их составе не только унаследованных химических элементов, но и часть привнесенных извне. Реакционные каймы встречаются в рудах месторождений различных генетических типов. В строении их могут принимать участие один, два или несколько минералов. Форма реакционных кайм может быть различной. Обычно они протягиваются в виде непрерывной полоски более или менее постоянной толщины, но нередко они являются прерывистыми, образуя втеки внутрь минералов, вдоль границ кристаллических зерен или вдоль трещинок спайности.

Прожилки выполнения и прожилки замещения. Растворы для своего проникновения в твердый минеральный агрегат используют различные ослабленные места, прежде всего трещины, секущие зерна и агрегаты минералов, границы зерен, трещины спайности или отдельности, двойниковые швы и пр. Нередко вдоль этих направлений возникают тонкие прожилки. Среди них следуют различать прожилки выполнения и прожилки замещения. Прожилки выполнения характеризуются тем, что вещество заполняет раскрытые трещинки. Критерием выполнения служит параллельность стенок прожилков. Прожилки замещения возникают вдоль как нераскрытых, так и раскрытых трещин. Реакционное замещение происходит в стороны от стенок трещин с образованием оторочек замещающего минерала. Границы прожилков замещения редко бываю прямолинейные. Прожилки замещения образуются не только вдоль различных трещин, но нередко также по контактам зерен минерала. В результате возникают *пательчатые структуры* замещения.

Замещение минералов по направлению спайности, одному или нескольким, приводит к образованию *пластинчатых* или *решетчатых структур* замещения. Решетчатые структуры замещения по форме часто можно спутать с решетчатыми структурами, возникающими в результате распада твердых растворов.

Основные признаки отличия:

1. Пластинчатые выделения, возникшие в результате распада твердого раствора, обладают ровными и резкими границами.

2. При замещении благодаря тому, что привнос материала происходит по трещинкам, в местах пересечения жилок образуются утолщения, тогда как при распаде твердых растворов, наоборот, имеет место сужения или полное выклинивание пластинок в местах их пересечения.

3. В случае замещения иногда наблюдается увеличение числа пластинчатых выделений около жилок того же минерала, а также связь этих выделений с границами зерен, трещинками и пр.

4. Пластинчатые выделения в случае их образования путем замещения иногда обладают тонкозернистым строением, в то время как при распаде твердых растворов они всегда представляют собой единые кристаллические зерна.

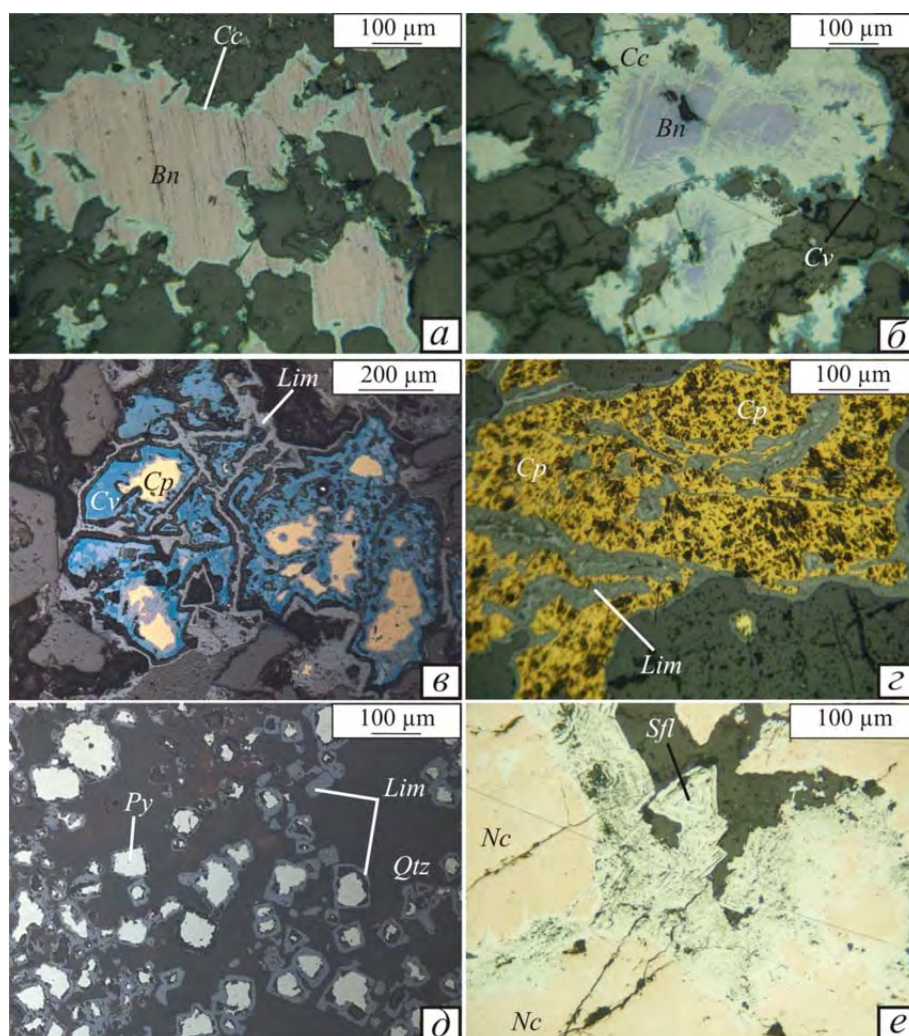


Рис. 9.5. Структуры замещения:

- а* – каемчатая структура замещения борнита (Bn) халькозином (Cc);
- б* – островная структура (последовательное замещение борнита халькозином, затем ковеллином (Cv));
- в* – островная структура (халькопирит (Cp) замещается сперва ковеллином, затем лимонитом (Lim));
- г* – прожилковая структура замещения халькопирита лимонитом;
- д* – замещение пирита лимонитом с образованием псевдоморфоз и островных структур;
- е* – каемчатая структура (никелин (Nc) замещается саффоритом (Sfl))

Диффузионное замещение. При диффузионном замещении происходит обмен ионами или атомами между кристаллическим веществом и раствором с сохранением или перестройкой кристаллической структуры замещаемого минерала. Этот тип замещения возможен только между изоструктурными минералами, т. е. таких, кристаллические структуры которых однотипны.

Некоторые примеры рассматриваемого генетического типа структур представлены на рис. 9.5.

9.5. Коллоидные структуры

Механизм коллоидного отложения очень сложен и обусловлен выпадением тонкодисперсных осадков. Может возникать в процессе коагуляции гидротермальных коллоидных растворов, а также в процессе седиментации, диагенеза, выветривания, иногда при осаждении механических взвесей.

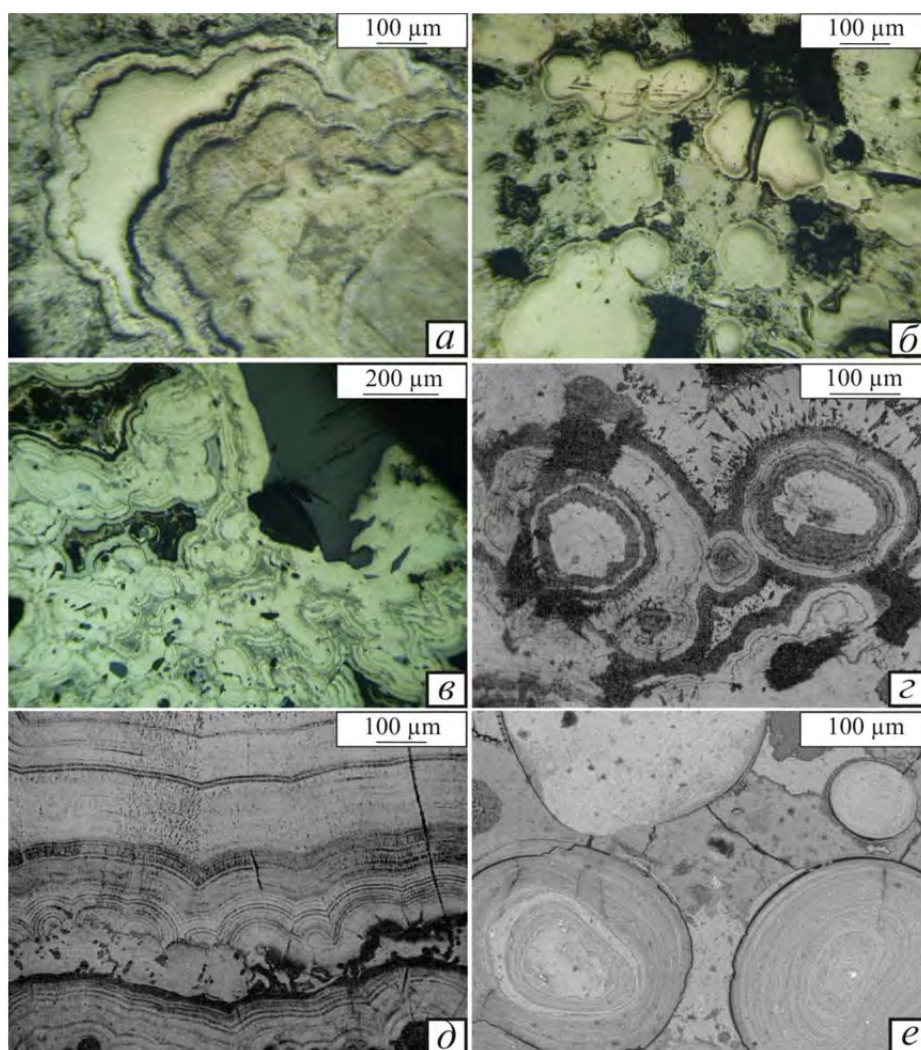


Рис. 9.6. Коллоидные структуры:

- а – колломорфная структура марганцевой руды; б – сферолитовые агрегаты марганцевой руды;*
- в – колломорфные агрегаты низкотемпературного пирита-мельниковита, замещающие пирротин;*
- г – концентрически-зональные агрегаты пирита-мельниковита; д – марказит*
- отчетливой гелевой структурой; е – сферолитовые концентрически-зональные оолиты*
- железистых минералов (снимок в обратно рассеянных электронах)*

Принято выделять два основных морфологических вида (рис. 9.6):

1. *Сферолитовая, радиально лучистая концентрическая.* Это гелевые структуры. Характерны для гидроксидов железа, марганца.

2. *Колломорфные, концентрически-зональные, почковидные.* Минералы образуются из коллоидных и истинных растворов при резком понижении температуры или давления, переохлаждении раствора и т. д. Происходит прерывистое отложение вещества, например пирит-мельниковит.

9.6. Структуры дробления

Дроблению подвергаются различные породы и руды, любого генетического типа.

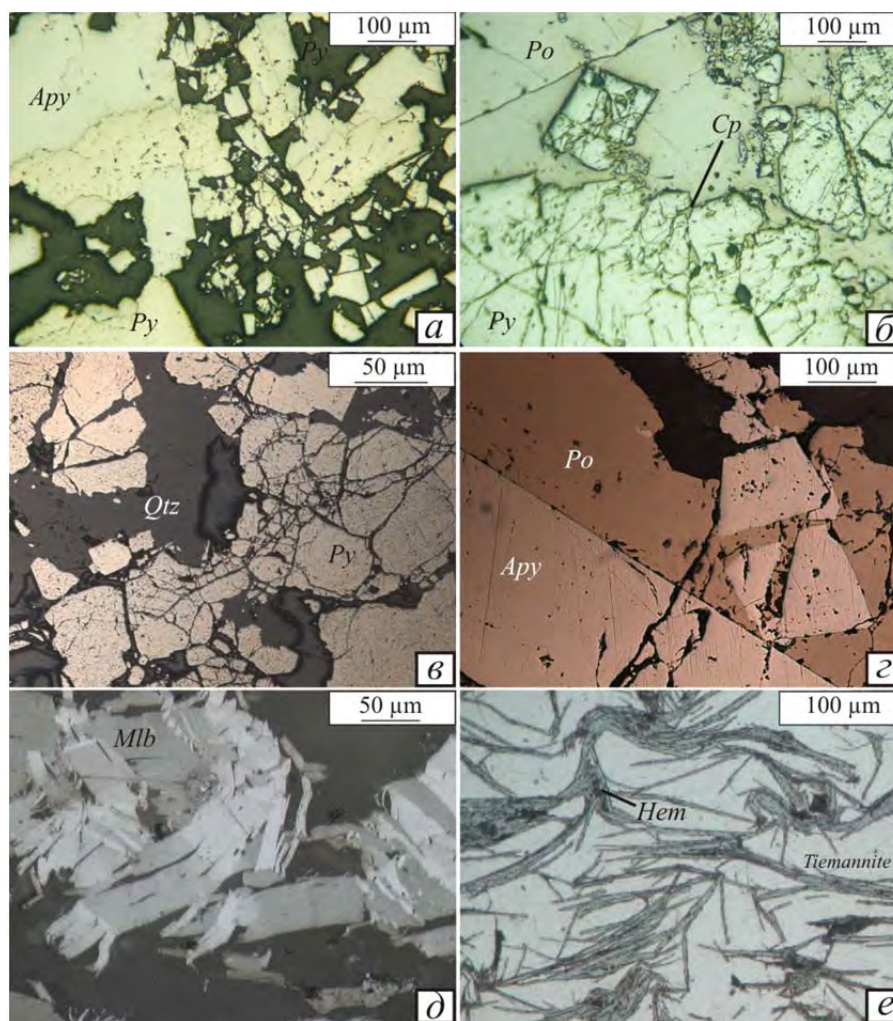


Рис. 9.7. Структуры дробления¹⁸:

a – кластическая структура дробления пирита (Py) и арсенопирита (Apy);
б – катакlastическая структура дробления (ранний пирит цементируется поздним пирротинном (Po) и халькопиритом (Cp)); *в* – кластическая структура дробления пирита в кварце (Qtz);
г – катакlastическая структура дробления (ранний арсенопирит цементируется более поздним пирротинном); *д* – пластичные деформации молибденита (Mlb); *е* – деформированные пластинки гематита (Hem) в тиманните (Tiemannite – HgSe)

¹⁸ Рисунки *д* и *е* заимствованы из [43].

Выделяют следующие структуры деформации (рис. 9.7):

1. *Катакластическая структура*. Возникает при дроблении хрупких минералов (пирит, арсенопирит, касситерит и др.), части зерен остаются на месте. Если трещины между частями зерен залечены, зацементированы рудным минералом, то можно говорить о цементной структуре.

2. *Кластические структуры*. Обломки рудных минералов испытали перемещение после дробления с последующей цементацией. В отличие от катакластических структур кластические – это первичные структуры. Обломки и цементирующий минерал образовались одновременно.

3. *Структуры смятия*. В результате деформаций пластичные минералы (антимонит, молибденит, галенит, халькозин и др.) испытывают смятие, которое фиксируется по изогнутым трещинам спайности, двойниковым швам.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое структура?
2. Какие генетические типы структур вам известны?
3. Что такое морфологический тип структур?
4. Для каких руд характерны структуры отложения и первичной кристаллизации?
5. Какие морфологические типы (виды) структур отложения и первичной кристаллизации вы знаете?
6. Для каких руд характерны нодулярная и сидеронитовая структуры?
7. Что такое мирмекитовые срастания?
8. Что такое твердый раствор?
9. Какие морфологические типы (виды) структур распада твердых растворов вам известны?
10. Какие минералы образуют твердые растворы?
11. Для какой пары минералов характерна пламеневидная структура?
12. Какие морфологические типы (виды) структур метаморфических и метасоматических руд вы знаете?
13. Что является морфологической единицей метасоматических и метаморфических руд?
14. Какие морфологические типы (виды) структур метасоматических и метаморфических руд вы знаете?
15. Где могут встречаться структуры замещения?
16. Какие морфологические типы (виды) структур замещения вам известны?
17. Какие примеры замещения одного минерала другим вам известны?
18. Для каких руд характерны коллоидные структуры?
19. Какие примеры коллоидных структур вам известны?
20. Какие типы структур дробления (деформации) принято выделять?

10. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Хотел бы я, чтобы успехи горного дела опирались на правильное понимание парагенетических отношений, и чтобы добыча рудников была обязана не столько удаче находки, сколько определенным правилам поисков.

А. Брейтгаунт, 1849

10.1. Терминология

Известно, что руды металлов представляют собой сложные совокупности различных по составу одновременных сообществ минералов, сочетания которых закономерны и отражают типовые черты развития рудного процесса.

Сравнительное изучение минеральных сообществ различных месторождений потребовало унификации используемых понятий в связи с тем, что многие часто применяемые термины не имеют общепринятого точного понимания. При описании исследователи вкладывают в них разный смысл. Поэтому целесообразно остановиться на содержании терминов, характеризующих различные минеральные сообщества.

Наиболее крупной единицей принято считать *минеральную группу* [26], которая объединяет минералы, образованные в течение длительного временного интервала, называемого *этапом минерализации*. Этапы отделяются друг от друга длительными перерывами и такими геологическими процессами, как региональное развитие интенсивных тектонических деформаций, метаморфизм руд, проявление магматизма и др.

Примеров месторождений с установленной многоэтапностью их формирования достаточно много. Но даже в отношении хорошо изученных многими геологами объектов мнения о количестве этапов нередко расходятся. Так, для Наталкинского месторождения существует одноэтапная [18] и двухэтапная [19] схема образования. Для рудного поля Мурунтау предложены двух- и четырехэтапные схемы последовательности минералообразования [27]. В Дарасунском месторождении выделено пять этапов – магматический, постмагматический, ранний гидротермальный, продуктивный гидротермальный и гидротермальный заключительный [31]. При этом образование минерализованных зон и жил связывают с деятельностью единого магматического очага. Причина такой несогласованности обусловлена различным пониманием длительности.

Минеральная группа, в свою очередь, объединяет несколько *минеральных комплексов*, представляющих закономерное сочетание (совокупность) минералов, образованных в рамках одной *стадии минералообразования* [29, 30]. Минеральный комплекс может состоять из нескольких *парагенетических минеральных ассоциаций*, объединяющих минералы, которые образованы совместно как равновесная минеральная система, в пределах термодинамических и физико-химических условий, в ограниченный отрезок времени, называемый *ступенью минерального равновесия*. Показателями равновесных взаимоотношений минералов служат структуры их сростаний, лишенные признаков коррозии и замещения одного минерала другим. Признаки таких замещений свидетельствуют о нарушении равновесия и принадлежности минералов к разным парагенезисам.

Таблица 10.1

Стадийность минералообразования [26]

| Временной отрезок минерализации | Минеральное сообщество | Соответствующие тектонические и магматические процессы |
|--|--|---|
| Ритм минерализации – это часть временного отрезка, соответствующего ступени минерального равновесия, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов локальными тектоническими подвижками, приводящими к отложению из одних и тех же растворов одновитных минеральных парагенезисов | Часть минерального парагенезиса | Локальные тектонические подвижки |
| Ступень минерализации – это часть стадии минерализации, отделенная от аналогичных ее частей внутретадийными тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием при определенных свойственных ей физико-химических условиях в ограниченном прострaнстве однородной геологической среды одного минерального парагенезиса | Минеральный парагенезис или парагенетическая минеральная ассоциация. Это закономерное сообщество минералов, образованных совместно как равновесная минеральная система в ограниченный отрезок времени, соответствующий одной ступени минерального равновесия (Н.В. Петровская, 1967) | Тектонические подвижки, локализованные в пределах рудомещающих структур |
| Стадия минерализации – это часть этапа минерализации, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием из одного потока растворов комплекса измененных околорудных пород и нескольких (или одного) минеральных парагенезисов, называемых минеральным комплексом | Минеральный комплекс – это сообщество минералов, образованных в рамках одной стадии минерализации. Выделяемые минеральные комплексы состоят из определенного набора минералов. Повторяющиеся минералы в разных комплексах относятся к их <i>генерациям</i> . Например, в мезотермальных золоторудных месторождениях может выделяться до четырех генераций пирита, двух-трех генераций арсенопирита, пяти генераций кварца, соответствующих различным минеральным комплексам | Крупные внутриминерализационные подвижки, затрагивающие рудопродвигательные структуры |
| Этап минерализации – это временной отрезок, включающий одну или несколько стадий минерализации, которые разделены значительными по длительности временными интервалами и связаны с развитием отдельных магматических тел или фаз сложных магматических комплексов | Минеральная группа. Может быть установлена только при сравнительном изучении ряда рудных полей или при специализированном картировании рудоносных районов (Н.В. Петровская, 1965) | Отдельные магматические тела или фазы сложных магматических комплексов и связанные с ними дайки |
| Эпоха минерализации – это несколько последовательных этапов минерализации, связанных с развитием многофазного магматического комплекса | Рудный комплекс | Многофазный магматический комплекс |
| Металлогенический этап | | Этап (стадия) тектоно-магматического цикла |
| Металлогеническая эпоха | | Тектоно-магматический цикл |

Наряду с термином «минеральный комплекс» часто используется словосочетание «*минеральная ассоциация*» [19, 22, 24, 40]. Н.В. Петровская [29] понимала под ней характерное повторяющееся сочетание минералов вне зависимости от их возраста и происхождения, поэтому расценивала ее как термин «свободного пользования».

Выделяемые минеральные комплексы состоят из определенного набора минералов. Повторяющиеся минералы в разных комплексах относят к их *генерациям*. Например, в мезотермальных золоторудных месторождениях может выделяться до четырех генераций пирита, двух-трех генераций арсенопирита, пяти генераций кварца, соответствующих различным минеральным комплексам. Нередко у одного минерала может возникать не один центр кристаллизации, а несколько и в разное время. В таком случае минерал одной генерации будет иметь несколько *зарождений*. Выделение генераций рудных и нерудных минералов и их зарождений основывается на детальном изучении структурных взаимоотношений минералов, типоморфных свойств, среди которых важны: кристалломорфология, термоЭДС, микротвердость, химический состав и др.

Таким образом, для обозначения временных интервалов и образованных при этом минеральных сообществ мы рекомендуем пользоваться терминами, представленными в табл. 10.1.

10.2. Критерии выделения последовательности минералообразования

Для восстановления последовательности минералообразования в рудном поле, месторождении, отдельном рудном теле и т. д. логично придерживаться следующего плана:

1. Изучение имеющейся документации (наблюдений).
2. Макроскопическое изучение штучных проб, керна и т. д. с целью предварительного выделения наиболее распространенных минералов.
3. Детальное изучение прозрачных и полированных шлифов для выявления главных рудных и нерудных минералов.
4. Выявление различных генераций главных минералов руд по их типоморфным свойствам. В качестве таковых наиболее информативными считаются параметры микротвердости, термоЭДС, химический состав, состав примесей, оптические свойства (цвет, показатель отражения), структурные особенности.
5. Детальное изучение структур руд, характер выделения минералов, характер срастания минералов между собой, границы между минералами и т. д. Текстурно-структурные признаки, указывающие на одновременное, последовательное и разновременное отложение минералов приведены в табл. 10.2.

Таблица 10.2

Признаки временных отложений минералов [20]

| Тип отложения | Минералы | | | Ассоциации |
|-----------------------------------|---|---------------------------------------|--|--|
| | Формы и строение минерального зерна и коллоидного вещества | Внутреннее строение | Первичные структуры минерального агрегата | |
| Одновременный | Кристаллические зерна идиоморфной и аллотриоморфной формы | Однородное, зональное, двойники роста | Аллотриоморфнозернистая, идиоморфнозернистая, (метазернистые), пойкилитовая | Массивная, нодулярная, вкрапленная, пятнистая |
| | Кристаллообласты эмульсионной, пластинчатой и волокнистой формы | Однородное | Распада твердых растворов, кристаллообластическая | |
| | Коллоидное вещество колломорфной формы | Концентрически-зональное | Метаколлоидная, коллоидная | Коллоидная |
| Последовательный | Кристаллические зерна идиоморфной, гипидиоморфной и аллотриоморфной формы | Однородное, зональное, двойники роста | Гипидиоморфнозернистая, гипидиоморфнометазернистая, метазернистая, сидеронитовая | Слоистая, псевдослоистая |
| | Скелетные и реликтовые очертания зерен как результат замещения | Прямые и зазубренные границы зерен | Скелетная, реликтовая | |
| | Скелетные и реликтовые очертания зерен как результат замещения | Однородное, секториальное и зональное | Разъедания | |
| Разновременный со следами разрыва | Кристаллические, метасоматические бластические и кластические зерна различной формы | Двойники роста и двойники давления | Первичные и вторичные структуры в раннем и позднем минеральных агрегатах | Текстуры заполнения трещин и пустот, коррозионные текстуры |
| | Коллоидное вещество | Системные трещины, твердые включения | | |

10.3. Схема последовательности минералообразования

Для познания процесса рудообразования необходимы глубокие знания о вещественном составе руд, метасоматитов, вмещающих минерализацию, о физико-химических и термодинамических условиях формирования месторождения. Для решения такой объемной задачи необходим комплексный подход, позволяющий качественно без упущений охарактеризовать минеральные ассоциации и процесс их формирования с использованием современного аналитического оборудования.

Итогом таких длительных детальных исследований является схема последовательности минералообразования. Она отражает эволюцию процесса рудообразования. Одна из таких схем представлена на рис. 10.1.

| Минералы | Минеральные комплексы руд | | | | |
|---|---|---|---|---|-----------------------|
| | Кварц-рутил -апатит-пирит -пирротиновый | Кварц-пирит -арсенопирит -пирротиновый с золотом | Кварц-пирит -арсенопирит -пирротиновый с золотом | Кварц -полиметаллический с золотом | Кварц- карбонатный |
| Кварц | I | II | III,6 | IV | V |
| Хлорит | I | II | III | | |
| Серицит | | | | | |
| Альбит | | | | | |
| Эпидот | | | | | |
| Анкерит | I | II | III | IV | |
| Кальцит | I | II | III | IV | V |
| Ильменит | | | | | |
| Рутил, лейкоксен | | | | | |
| Апатит | I | II | III | IV | |
| Пирит | | II | III | IV | |
| Арсенопирит | | I | II | III | |
| Пирротин | | II | III | IV | |
| Халькопирит | | II | III | IV | |
| Сфалерит | | I | II | III | |
| Галенит | | | II | III | |
| Золото | | I | II | III | |
| Ульманит | | | | | |
| Кобальтин | | | | | |
| Теллуровисмутит | | | | | |
| Самородный свинец | | | | | |
| Вильяминит | | | | | |
| Тектонические подвижки, интенсивность их проявления | ↑ | | | | |
| Текстуры | Вкрапленная, прожилковая, гнездовая, брекчиевая | | | | |
| Структуры | Липидогранобластовая, гранобластовая, кристаллическая, зернистая, замещения, колломорфная | | | | |
| Условия образования | | | | | |
| Температура, °C | 420...380 | 420...350 | 390...200 | 210...110 | 130...80 |
| Давление, МПа | 300...250 | 230...150 | 200...140 | 150...60 | 50...40 |
| Соленость, мас. % экв. NaCl | 8...6 | 15...8 | 21...10 | 16,5...8 | 9...4,5 |
| Состав растворов | H ₂ O+NaCl | H ₂ O+NaCl+CO ₂ | H ₂ O+NaCl+MgCl ₂ +CO ₂ +CH ₄ | H ₂ O+NaCl+MgCl ₂ +CO ₂ +CH ₄ +N ₂ | H ₂ O+NaCl |

Рис. 10.1. Схема последовательности минералообразования в золоторудном месторождении Чертово Корыто

В вертикальных графах, соответствующих этапам и стадиям формирования месторождения, в каждой из горизонтальных строк в виде различной толщины линий указано время выделения минерала. Каждый из минералов занимает место в вертикальных графах в зависимости от его выделения в тот или иной этап и стадию. Толщина линий, отражающих последовательность выделения минералов, пропорциональна их содержанию в данном минеральном комплексе. Стоит отметить, что в схеме указываются все минералы, установленные в пределах выделенной стадийности минералообразования (метасоматические, жильные, рудные). Генерации минералов на схеме обозначены римскими цифрами. На месторождениях может выделяться несколько генераций кварца, карбонатов, хлоритов, пирита, арсенопирита и других минералов. Например, в месторождении Чертово Корято выделено четыре генерации пирита (рис. 10.1). Если в одной генерации минерала возникает несколько центров кристаллизации, то можно выделить несколько зарождений одного минерала. Их можно обозначить строчными буквами (*a*, *b*, *c* и т. д.) либо арабскими цифрами. Так, например, в месторождении Чертово Корято было выделено два зарождения кварца в рамках третьей стадии (рис. 10.1).

Под «минералами» обычно имеется отдельная строка «тектонические подвижки и интенсивность их проявления». В ней в виде вертикальных стрелок показывают интенсивность дробления, тектонических процессов. Чем толще линия стрелки, тем более интенсивнее была проявления тектоника. Также в виде пунктирных линий на схеме могут отмечаться внутростадийные тектонические движения (рис. 10.1).

Более полная схема последовательности минералообразования отражает не только порядок отложения минералов, но и физико-химические и термодинамические режимы, а также текстурно-структурные особенности руд. Эта информация приводится ниже. Указываются характерные структуры и текстуры, химизм растворов, существующих в различных стадиях, температурный режим и давление.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое этап минерализации и какое минеральное сообщество образуется во время этапа?
2. Какими процессами разделяются этапы минерализации между собой?
3. Что такое стадия минерализации и какое минеральное сообщество образуется во время стадии?
4. Что такое парагенетическая минеральная ассоциация и в какой отрезок времени она образуется?
5. Как вы понимаете выражение «генерация минерала»?
6. Что такое «зарождение минерала»?
7. Какие основные критерии выделения последовательности минералообразования вам известны?
8. Какие структуры характерны для одновременного минералообразования?
9. Какие структуры характерны для одновременного выделения минералов?
10. Какие структуры характерны для последовательного выделения минералов?
11. Какие структуры характерны для разновременного выделения минералов?
12. Что отражает схема последовательности минералообразования?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение вещественного состава руд имеет важное значение при любой стадии геолого-разведочных работ. Без этих знаний невозможна комплексная отработка рудных месторождений в будущем.

От полноты, детальности и качества проведенных исследований зависит уровень достоверности исходной информации, которая ложится в основу выбора способа и метода отработки месторождения. В связи с этим является необходимым приобретение основных представлений о специфике изучения руд в отраженном свете.

В пособии изложена информация о главных свойствах рудных минералов, необходимых для самостоятельной диагностики. Приведены детальные справочные данные о самых распространенных минералах.

Пособие составлено с целью оказания помощи студентам, изучающим раздел «Минераграфия» в рамках курса «Лабораторные методы изучения минерального сырья».

СПИСОК МИНЕРАЛОВ И ИХ БУКВЕННЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

| Название минерала | Буквенное обозначение | Страница |
|------------------------|-----------------------|----------|
| Антимонит (стибнит) | Sbn | 46 |
| Арсенопирит | Apy | 46 |
| Аурипигмент | Orp | 47 |
| Борнит | Bn | 48 |
| Браунит | Bnt | 49 |
| Вольфрамит | W | 49 |
| Галенит | Gn | 50 |
| Гаусманит | Has | 51 |
| Гематит | Hem | 52 |
| Гетит | Gt | 52 |
| Графит | Gr | 53 |
| Золото самородное | Au | 54 |
| Ильменит | Ilm | 54 |
| Касситерит | Cst | 55 |
| Киноварь | Cin | 56 |
| Ковеллин | Cv | 57 |
| Куприт | Cup | 57 |
| Леллингит | Lol | 58 |
| Лимонит | Lim | 59 |
| Магнетит | Mgt | 59 |
| Манганит | Mng | 60 |
| Марказит | Mrc | 61 |
| Медь самородная | Cu | 62 |
| Молибденит | Mlb | 62 |
| Никелин | Nc | 63 |
| Пентландит | Pn | 64 |
| Пирит | Py | 64 |
| Пирролюзит | Pyl | 65 |
| Пирротин | Po | 66 |
| Реальгар | Rgr | 66 |
| Рутил | Rt | 67 |
| Саффорит | Sfl | 68 |
| Серебро самородное | Ag | 68 |
| Смальтин (скуттерудит) | Skf | 69 |
| Станнин | Stn | 70 |
| Сфалерит | Sp | 70 |
| Теннантит | Tn | 71 |
| Тетраэдрит | Td | 71 |
| Халькозин | Cc | 72 |
| Халькопирит | Cp | 73 |
| Хромшпинелид | Chr | 73 |
| Шеелит | Scl | 74 |

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова Ф.И. Микроскопические исследования руд в отраженном свете / Ф.И. Абрамов. – Ленинград : Науч. хим.-технич. изд-во : ВСЕХИМПРОМ ВСХН СССР, 1930. – 134 с.
2. Авдонин В.В. Текстуры и структуры руд (ведущих геолого-промышленных типов месторождений цветных металлов) / В.В. Авдонин, Н.Е. Сергеева. – Москва : Изд-во МГУ, 1998. – 176 с.
3. Афанасьева Е.Л. Определитель гипергенных минералов окисленных сульфидных руд в отраженном свете / Е.Л. Афанасьева, М.П. Исаенко. – Москва : Недра, 1974. – 80 с.
4. Безсмертная М.С. Определитель рудных минералов в отраженном свете / М.С. Безсмертная, Т.Н. Чвилева. – Москва : Недра, 1976. – 71 с.
5. Бетехтин А.Г. Классификация текстур и структур руд / А.Г. Бетехтин // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1934. – № 9. – С. 20–36.
6. Текстуры и структуры руд / А.Г. Бетехтин, А.Д. Генкин, А.А. Филимонова и др. – Москва : Госгеолтехиздат, 1958. – 436 с.
7. Бетехтин А.Г. Определение рудных минералов под микроскопом / А.Г. Бетехтин, Л.В. Радугина. – Москва : ОНТИ, 1933. – 220 с.
8. Булах А.Г. Общая минералогия / А.Г. Булах, В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарев. – Москва : Академия, 2008. – 416 с.
9. Воробьева С.В. Методы лабораторного исследования вещественного состава руд и диагностические свойства промышленно-ценных рудных минералов в отраженном свете / С.В. Воробьева. – Томск : Изд-во ТПУ, 2008. – 164 с.
10. Вахромеев С.А. Руководство по минераграфии / С.А. Вахромеев. – Иркутск : Иркутское книжное изд-во, 1956. – 264 с.
11. Вертушков Г.Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам : справочник / Г.Н. Вертушков, В.Н. Авдонин. – 2-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1992. – 489 с.
12. Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. В 2 томах. Том 1 / И.С. Волынский. – Москва : Госгеолтехиздат, 1947. – 263 с.
13. Вяльсов Л.Н. Спектры отражения рудных минералов в отраженном свете / Л.Н. Вяльсов. – Москва : Изд-во ИГЕМ, 1973. – 67 с.
14. Галопен Р. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом / Р. Галопен, Н. Генри. – Москва : Мир, 1975. – 364 с.
15. Генкин А.Д. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах / А.Д. Генкин, В.П. Логинов, Н.И. Органова // Геология рудных месторождений. – 1965. – № 3. – С. 3–24.
16. Грабовский М.А. Исследование рудных минералов методом магнитной порошкографии / М.А. Грабовский, О.Н. Жерденко // Геология рудных месторождений. – 1963. – Т. 5, № 1. – С. 99–104.
17. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов: Индивиды / Д.П. Григорьев, А.Г. Жабин. – Москва : Наука, 1975. – 340 с.
18. Голубев С.Ю. Геологическое строение и условия локализации рудных тел Наталкинского месторождения золота : дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Москва, 2008. – 141 с.
19. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия форми-

- рования руд (Северо-восток России) / Н.А. Горячев, О.В. Викентьева, Н.С. Бортников и др. // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 5. – С. 414–444.
20. Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд / М.П. Исаенко. – Москва : Недра, 1975. – 229 с.
21. Краснова Н.И. Генезис минеральных индивидов и агрегатов / Н.И. Краснова, Т.Г. Петрова. – Санкт-Петербург : Изд-во СПбГУ, 1997. – 228 с.
22. Кряжев С.Г. Геолого-генетические особенности и изотопно-геохимический режим формирования месторождения Мурунтау : дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Москва, 1999. – 186 с.
23. Кэмерон Ю.Н. Рудная микроскопия / Ю.Н. Кэмерон. – Москва : Мир, 1966. – 308 с.
24. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог / Н.П. Лаверов, В.Ю. Прокофьев, В.В. Дистлер и др. // Геохимия. – 2000. – Т. 371, № 1. – С. 88–92.
25. Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов / С.И. Лебедева. – Москва : АН СССР, 1963. – 124 с.
26. Летувнинкас А.И. Стадийность гидротермального рудообразования / С.И. Летувнинкас. – Томск : Изд-во ТГУ, 1991. – 215 с.
27. Нестерова Н.П. Минералого-геохимическая характеристика руд Мурунтау / Н.П. Нестерова, Г.М. Чеботарев // Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. – Ташкент : Фан, 1969. – С. 176–189.
28. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости / под ред. М.С. Безсмертной, Т.Н. Чвилевой, Э.М. Спиридонова и др. – Москва : Недра, 1973. – 222 с.
29. Петровская Н.В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза / Н.В. Петровская // Труды ЦНИГРИ. – 1967. – Вып. 76. – С. 78–111.
30. Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании / Н.В. Петровская // Геология рудных месторождений. – 1965. – № 1. – С. 3–13.
31. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) / В.Ю. Прокофьев, Н.С. Бортников, Л.Д. Зорина и др. // Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42, № 6. – С. 526–548.
32. Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) / В.Г. Прохоров // Труды СНИИГГиМС. – 1970. – Вып. 102. – 188 с.
33. Пшеничкин А.Я. Пириты западного фланга сухоложского золоторудного поля (Ленский рудный район) / А.Я. Пшеничкин, Р.Ю. Гаврилов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – Т. 329, № 5. – С. 135–143.
34. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания / П. Рамдор. – Москва : Иностранная литература, 1962. – 1132 с.
35. Родыгина В.Г. Начала минераграфии : учебное пособие / В.Г. Родыгина. – Томск : Изд-во ТГУ, 1990. – 175 с.
36. Розова Е.В. К методике измерения коэффициента термоэлектрической движущей силы рудных минералов // Некоторые методы диагностики минералов и определения их физических свойств / Е.В. Розова. – Москва : Изд-во ЦНИГРИ, 1970. – С. 45–57.

37. Сафина Н.П. Микроскопические методы исследования руд / Н.П. Сафина, К.А. Новоселов. – Челябинск : Издательский центр ЮУрГУ, 2013. – 168 с.
38. Синкина Е.А. Типоморфизм пирротинов золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) / Е.А. Синкина, И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – 2017. – № 1. – С. 58–65.
39. Старцев Г.Н. Лабораторный практикум по минераграфии / Г.Н. Старцев. – Екатеринбург : УГГГА, 1994. – 152 с.
40. Феофилактов Г.А. О механизме структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) / Г.А. Феофилактов // Геология рудных месторождений. – 1992. – Т. 34, № 4. – С. 100–106.
41. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Т.Н. Чвилева, М.С. Безсмертная, Э.М. Спиридонова и др. – Москва : Недра, 1988. – 504 с.
42. Чвилева Т.Н. Цвет рудных минералов в отраженном свете / Т.Н. Чвилева, В.Е. Клейнбок, М.С. Безсмертная. – Москва : Недра, 1977. – 189 с.
43. Шахов Ф.Н. Текстуры руд / Ф.Н. Шахов. – Москва : Изд-во АН СССР, 1961. – 180 с.
44. Шумская Н.И. Определение рудных минералов по спектральным кривым отражения / Н.И. Шумская. – Ленинград : Недра, 1985. – 230 с.
45. Шумская Н.И. Минераграфические исследования руд с применением микроскопов-спектрофотометров : методическое руководство / Н.И. Шумская, В.Д. Ляхницкая. – Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 1993. – 55 с.
46. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд / С.А. Юшко. – 3-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1966. – 320 с.
47. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд / С.А. Юшко. – 4-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1971. – 344 с.
48. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд / С.А. Юшко. – 5-е изд., перераб. и доп. – Москва : Недра, 1984. – 390 с.
49. The Ore Minerals Under the Microscope (1st ed.) / ed. by V. Pracejus. – Amsterdam : Elsevier, 2014. – 875 p.
50. Bernice E. Do humans discount the illuminant? / В.Е. Rogowitz, Т.Н. Pappas, S.J. Daly // Proceedings of SPIE. Human Vision and Electronic Imaging X. – 2005. – P. 9–16.

ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

1. Открытая систематизированная информации о минералах и их месторождениях (местах находок) на территории России, Украины, Казахстана, стран Закавказья и Средней Азии (территория бывшего СССР). – URL: <https://webmineral.ru>.
2. Электронная таблица с диагностическими свойствами минералов в отраженном свете. – URL: <http://www.mineragraphy.ru>.
3. Мировая минералогическая база данных. – URL: <https://www.mindat.org>.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Устройство микроскопа-спектрофотометра МСФУ-К. Основные принципы работы

Ленинградским оптико-механическим объединением (ЛОМО) выпускаются микроскопы-спектрофотометры (www.lomo.ru). Раньше они не были оснащены ЭВМ, что было не удобно для обработки получаемых СКО (спектральные кривые отражения). Сегодня это современные приборы, скомплектованные с персональной ЭВМ. Они предназначены для прямых лабораторных исследований руд в аншлифах без какой-либо специальной подготовки и разрушения образца.

На рис. П1 изображен микроскоп-спектрофотометр МСФУ-К. Он состоит из двух основных частей – микроскопа отраженного света и спектрофотометрической насадки. Прибор работает в двух режимах: режиме наблюдения объекта в бинокулярный тубус и режиме фотометрирования.

Микроскоп отраженного света состоит из основания 1, винта 2 для перемещения предметного столика 4 микроскопа вдоль колонны 3. На основании закреплен предметный столик, аналогичный столику в обычном оптическом микроскопе. Опак-иллюминатор 5 с поляризатором 6, источник света 7, интенсивность которого регулируется винтом 8, тринокулярная насадка 9, револьверное устройство с объективами 10.

Спектрофотометрическая насадка расположена в верхней части прибора. Переключение режимов работы прибора (микроскоп-спектрофотометр) осуществляется с помощью рычага 11.

Спектрофотометрическая насадка состоит из следующих элементов: окуляр 12, диск с фильтрами 13, диск с фотометрическими диафрагмами 14, диски со шкалами монохроматора 15 и 16, корпус насадки 17, маховичок для изменения выходной щели 18 и фотоэлектронного умножителя 19 (далее – ФЭУ). Шкала монохроматора имеет два кинематически связанных диска 15 и 16. Оцифровка шкалы – в нанометрах. Число полных оборотов диска 16 отсчитывается по шкале диска 15. Один полный оборот диска 16 соответствует отсчету 30 нм на диске 15...300 нм.

Основной принцип действия сводится к следующему. Объект исследования устанавливается на столик микроскопа. Объект должен иметь горизонтальную поверхность (для этого применяют минералогический пресс). Осветительная система прибора 7 обеспечивает освещение объекта сверху через opak-иллюминатор 5 и объектив 10. Выбирается место для замера показателя отражения. Для этого можно использовать поляризатор 6 с целью выбора положения с минимальным или максимальным показателем отражения (для двуотражающих минералов). После выбора места нужно уйти в режим работы спектрофотометрической насадки (рычаг 11).

Свет, попавший в спектрофотометрическую насадку, создает действительное и увеличенное изображение на поверхности одной из шести зеркальных линз. Это изображение можно наблюдать с помощью визуального тубуса насадки 12. В центре каждой из шести зеркальных линз имеется участок без отражающего слоя (диаметром 0,1; 0,3; 0,5; 1,0 или 2,0 мм и размером 0,05 × 2,5 мм). Можно менять диаметр, вращая 14. На рис. П1 выставлено значение 0,3.

Это отверстие в алюминированном слое является фотометрической диафрагмой и выделяет в плоскость изображения фотометрируемый участок, который наблюдается в

виде небольшого темного участка. Свет, проходя через диафрагму, направляется в дифракционный монохроматор, у которого можно вручную менять размер входной щели 18. Затем свет попадает на фотокатод ФЭУ 19. ФЭУ служит приемником сигнала потока излучения, отраженного от объекта (ФЭУ R928 фирмы НАМАМАТСУ (Япония)). Сигнал, попавший на ФЭУ, в дальнейшем попадает на вход блока управления, в котором он преобразуется для дальнейшей обработки с помощью ЭВМ. При замере происходит изменение длины волны падающего на объект света (вращаются диски со шкалами 15 и 16). В итоге получается СКО (спектральная кривая отражения – график зависимости количества отраженного света от длины волны).

Перед каждым использованием микроскоп-спектрофотометр необходимо калибровать. Для этого предусмотрены различные эталоны, имеющиеся в наборе, прилагаемом к прибору. Для изучения показателя отражения рудных минералов приемлемо использовать эталон – кремний. Калибровка по кремнию сводится к записи СКО. Полученную кривую сравнивают с эталонной. Если отклонений нет, то можно приступать к исследованиям. В случае отклонения необходимо произвести настройки прибора (изменить размер фотометрической диафрагмы, щели монохроматора, освещение, проверить горизонтальное положение эталона).

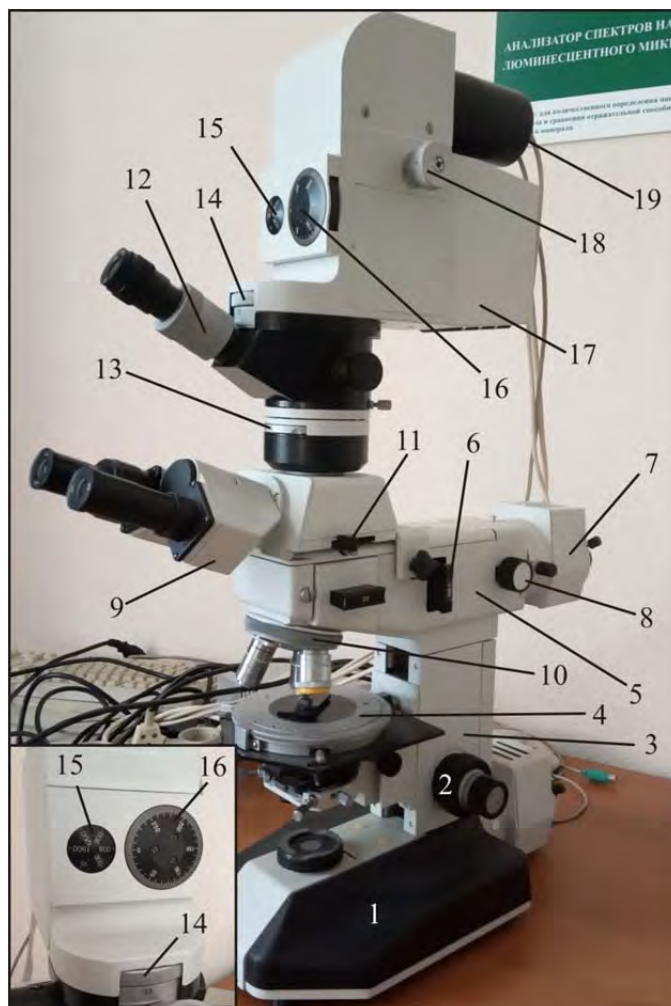


Рис. III. Внешний вид микроскопа-спектрофотометра МСФУ-К и его основные элементы¹⁹

¹⁹ Все пояснения даны в тексте.

Устройство микротвердомера ПМТ-3М

На рис. П2 изображен прибор ПМТ-3М (ЛОМО). Он состоит из трех основных частей: штатива с предметным столиком 3, микроскопа отраженного света и механизма нагружения с алмазной пирамидкой.

Штатив состоит из основания 1 и колонны 2. На основании закреплен предметный столик 3 и расположена кнопка включения сети 7.

Предметный столик 3 имеет нижнюю неподвижную часть и верхнюю, которая может поворачиваться за рукоятку 4 на 180° и может жестко фиксироваться винтом 5. Также у столика есть два дополнительных винта 6, с помощью которых можно, наблюдая в микроскоп, перемещать объект. Винты расположены перпендикулярно друг другу (координатное движение).

К штативу микротвердомера с помощью тубусодержателя 8 прикреплен оптический микроскоп. Тубусодержатель может перемещаться по колонне прибора по наружной ленточной резьбе с помощью гайки 9. Сам тубусодержатель закреплен на колонне винтом 10. При работе он должен быть зажат.

Оптический микроскоп состоит из тубуса 11, объектива 12, источника света 13, светофильтров 14, окулярного микрометра 15 и центровочных винтов 16. Тубус микроскопа перемещается вверх и вниз путем вращения винтов 17 и 18 (17 – грубого движения, 18 – микрометрического движения). На барашке 18 имеется шкала, одно деление которой соответствует 0,002 мм перемещения тубуса.

Центровочное устройство (винты) является важной частью прибора. С помощью него осуществляется совмещение центра полученного отпечатка с центром поля зрения микроскопа.

Светофильтры необходимы для повышения контрастности исследуемого предмета. В комплекте есть светофильтры оранжевого, синего и зеленого цветов. Источником света служит обычная лампа с вольфрамовой нитью накаливания. Интенсивность освещения регулируется винтом 13а.

Окулярный микрометр вращается на 360° . Он необходим для замера диагонали получаемого отпечатка. С ним в комплекте идет фотоэлектрическое устройство (калькулятор). Калькулятор и окулярный микрометр – фотоэлектрический окулярный микрометр. С его помощью можно быстро измерять длину диагонали и рассчитывать значение микротвердости.

Нагружающий механизм жестко присоединен к тубусу микроскопа и находится слева от него. В его корпусе расположен шток 19, который укреплен на двух пружинах. На штоке закреплен воздушный демпфер 20. В нижней части штока имеется держатель 21, в который вставляется алмазная пирамидка 22, которую можно снимать с использованием винта 23. В верхней части есть площадка для груза 24. В комплекте прибора имеется стандартный набор разновесов (грузов) от 2 до 200 г. Для получения отпечатка шток опускают плавным вращением рукоятки 25 против часовой стрелки.

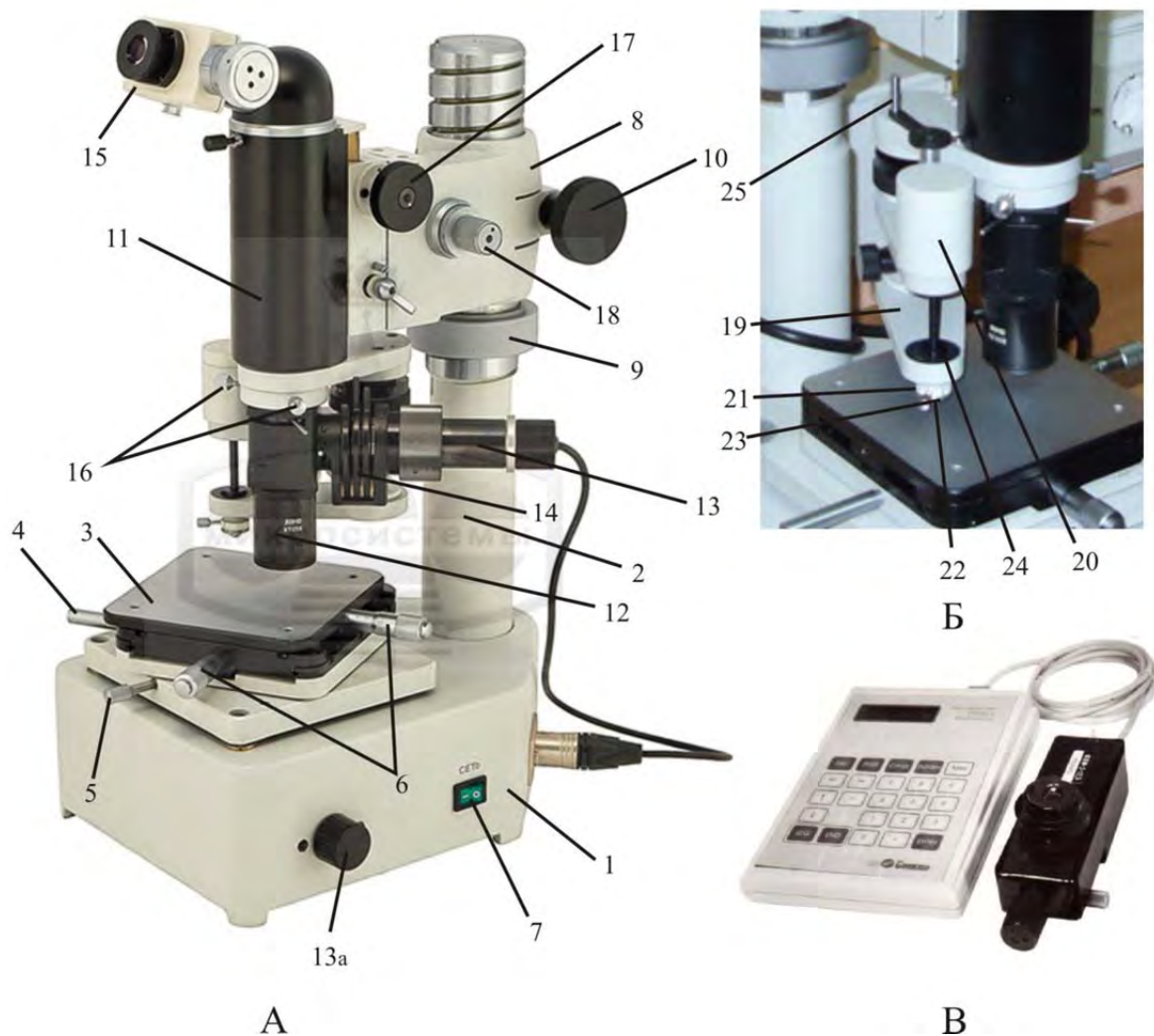


Рис. 12. Устройство микротвердомера ПМТ-3М²⁰:
 а – общий вид микротвердомера с основными элементами;
 б – нагружающий механизм микротвердомера;
 в – фотоэлектрический окулярный микрометр (ФОМ)

Пошаговая инструкция к работе на микротвердомере ПМТ-3М

Для получения параметра микротвердости исследуемого минерала необходимо сперва выполнить отпечаток, затем произвести расчеты.

Для получения отпечатка необходимо:

- 1) закрепить исследуемый образец на стекле с пластилином и сделать его строго горизонтальным с использованием минералогического пресса;
- 2) установить объект исследования на предметный стол 3;
- 3) включить освещение (7, 13а) и сфокусировать объект путем опускания тубуса (17, 18) (опускать необходимо осторожно, чтобы не испортить объектив);
- 4) выбрать место, куда необходимо сделать укол и получить отпечаток (чтобы не передвигать образец руками, воспользуйтесь винтами б);

²⁰ Все пояснения даны в тексте. Фото заимствовано с сайта <http://www.lomo.ru>.

- 5) установить необходимый груз на площадку 24;
- 6) установить пирамидку Виккерса 22;
- 7) повернуть столик прибора против часовой стрелки до упора: для этого нужно воспользоваться рукояткой 4;
- 8) выполнить укол путем медленного опускания индентора с помощью рукоятки 25; ждать необходимое количество времени (5...15 с);
- 9) медленно поднять индентор путем возвращения рукоятки 25 в исходное положение;
- 10) вернуть столик микроскопа в исходное положение с помощью рукоятки 4;
- 11) сфокусировать отпечаток, если его не видно.

Для расчета параметров микротвердости необходимо:

- 1) повернуть ФОМ так, чтобы передвижная пунктирная линия была перпендикулярна к измеряемой диагонали, а черная сплошная – параллельна ей;
- 2) выбрать п. 5 (5. Microhard.by V) в окне ЭВУ (электронно-вычислительное устройство), используя клавиши «<< >>»; в окне должно появиться CHOOSE A TASK;
- 3) нажать Enter; появится Parameter 1/3 $V = 0$;
- 4) ввести с клавиатуры значение 31,58; нажать Enter; появится: Parameter 2/3 $P = 0$;
- 5) с клавиатуры ввести значение нагрузки в ньютонах (200 г – 1,962 Н; 150 г – 1,471 Н; 100 г – 0,981 Н). Если вы установили груз весом 200 г, то ввести нужно 1,962;
- 6) нажать Enter; появится: Parameter 3/3 $HV = 0$;
- 7) нажать Enter, затем Beg (при условии, что отпечаток установлен в положении замера); появится: Imprn.01 Diag.1 01 $Q = 0$. Это значит, что прибор готов измерять первую диагональ первого отпечатка;
- 8) передвинуть пунктирную линию в конец измеряемой диагонали и нажать End – в окне появится значение диагонали первого размера;
- 9) нажать Beg и продолжить то же самое в обратную сторону;
- 10) после пяти замеров одной диагонали необходимо дважды нажать Enter;
- 11) перевернуть фотоэлектрический окуляр-микрометр и выставить линии окуляра, как было сделано выше;
- 12) нажать Beg и выполнить замеры, как описано выше;
- 13) в конце нажать Enter три раза и получить среднее значение по двум диагоналям.

Пример описания полированного шлифа

Минераграфические лабораторные исследования производятся в следующей последовательности:

1. Сперва диагностируются и описываются все минералы, слагающие руду. Обращается внимание на форму выделения, размер зерен, характер срastания и т. д. Описание выполняется в следующей последовательности: главные минералы, второстепенные и редкие. При описании используются опубликованные справочные данные, таблицы-определители и эталонные коллекции. Описание должно сопровождаться фотоматериалами. На фотографиях обязательно должна быть масштабная линейка.

2. После определения минерального состава руды *описывают структурно-текстурные признаки и характерные срastания минералов*, пользуясь атласами руд, учебными пособиями, интернет-ресурсами.

3. Выбирают характерные типы срastаний рудообразующих минералов и производят микрофотографирование. Фотографии сопровождают кратким описанием и указанием масштаба.

4. В случае описания достаточного количества петрографических и полированных шлифов на основании наблюдений и полученных данных составляется отчет о минераграфических исследованиях. В отчете приводятся краткие сведения о геологических условиях залегания рудных тел (на основании полевых данных и отчетов геолого-разведочных и горнодобывающих предприятий), морфологии рудных тел и общем минеральном составе руды. К отчету прилагается *сводная таблица всех рудных и сопровождающих их жильных минералов, а также сведения о составе минералов околорудно-измененных вмещающих пород. Составляется схема последовательности минералообразования*. В конце отчета обычно приводятся выводы о генезисе месторождения (рудопроявления).

Пример. Рудная минерализация составляет 4 % от общего объема. Локально диагностируется брекчиевая структура рудных минералов. Основным в количественном отношении сульфидом является **арсенопирит** (65 %). Он представлен отдельными гипидиоморфными кристаллами вытянутой формы, их агрегатами (гнездовыми обособлениями) в срastании с пиритом в жильной кварцевой массе. Размер зерен в агрегатах 0,1...0,2 мм. Одиночные выделения изометричной морфологии имеют размер 0,02...0,03 мм. Часть наиболее крупных зерен арсенопирита разбита на остроугольные обломки прожилками кварца мощностью 0,01...0,02 мм без смещения.

Пирит (35 %) представлен агрегатами неправильной, вытянутой формы, чаще в срastании с арсенопиритом. Размеры этих ксеноморфных выделений 0,6...0,8 мм. Линии срastания зерен арсенопирита и пирита тонкие ровные, реже извилистые. Взаимные прорастания осложнены более поздней наложенной трещиноватостью. Более мелкие (0,04...0,05 мм) – одиночные идиоморфные (кубической формы) образования пирита – приурочены к трещинному пространству в кварце и представляют собой более позднюю генерацию.

Учебное издание

СИНКИНА Екатерина Андреевна
САВИНОВА Олеся Вячеславовна

ИЗУЧЕНИЕ РУД В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

Учебное пособие

Корректурa *Е.Л. Тен*
Компьютерная верстка *Д.В. Сотникова*
Дизайн обложки *Т.В. Буланова*

Подписано к печати 06.02.2023. Формат 60x84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать CANON. Усл. печ. л. 12,10. Уч.-изд. л. 10,94.
Заказ 29-23. Тираж 100 экз.



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ