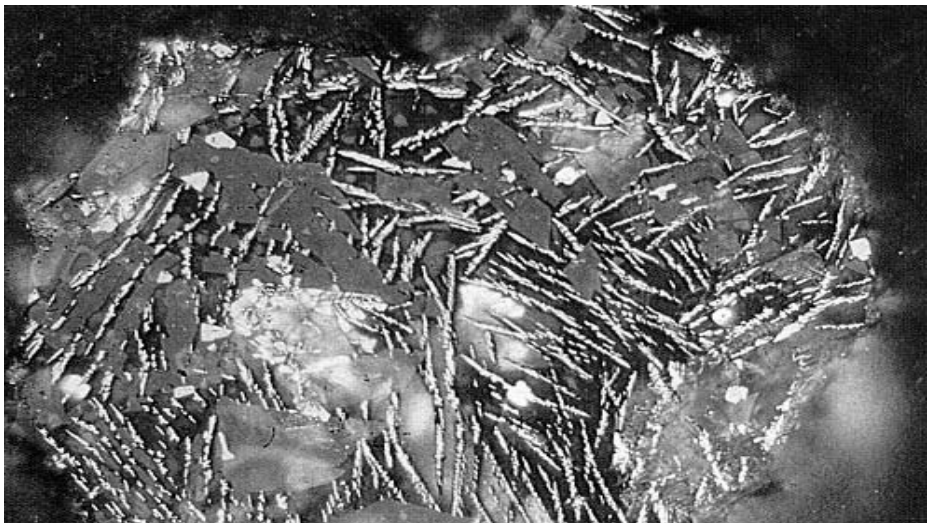
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

Курило М.В., Михайлов В.А.

РУДНІ МІНЕРАЛИ І МЕТОДИ ЇХ ВИВЧЕННЯ

Методичні вказівки до лабораторних занять з курсу «Мінераграфія» для студентів геологічних і гірничих спеціальностей вищих навчальних закладів



Київ
Ніка-Центр
2010

УДК 553.08
ББК .....
М ...

Рецензенти:
С.О.Галій, доктор геол.-мін. наук
Г.Г.Павлов, канд. геол.-мін. наук

Рекомендовано до друку Вченою радою геологічного факультету (протокол № 13 від 15 червня 2006 р.)

Курило М.В., Михайлов В.А. Рудні мінерали і методи їх вивчення. Методичні вказівки до лабораторних занять з курсу «Мінераграфія» для студентів геологічних і гірничих спеціальностей вищих навчальних закладів – К: Ніка-Центр, 2010. – 54 с.

Kurylo M.M., Mykhaylov V.A. Ore minerals and methods of their studying. Textbook. – Kiev: “Nika-Centr”, 2010. – 198 p.

Приведена класифікація рудних мінералів, викладені загальні основи кристалооптики; описані оптичні, фізичні і хімічні властивості рудних мінералів і апаратура для вивчення їх основних характеристик, їх парагенетичні асоціації; запропоновано комплекс завдань для вивчення рудних мінералів.

Книга призначена для студентів геологічних і гірничих спеціальностей.

The classification of the ore minerals is done, the basic principles of crystalooptic and equipment for studying of the main characteristics of ore minerals are described. The optical, physical, and chemical properties of rock minerals, their paragenetic associations are wrote. The complex of assignments for ore minerals studying are given.

The book has been written for students of geological branch.

ISBN ……

© М.В. Курило, 2010, В.А. Михайлов, 2010
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка
„Ніка-Центр”, 2010

ЗМІСТ

Вступ 4
Розділ І. Класифікація рудних мінералів 6
1.1. Рудні мінерали чорних і легованих металів 6
1.2. Рудні мінерали кольорових і легких металів 7
1.3. Рудні мінерали рідкісних і рідкісноземельних металів 8
1.4. Рудні мінерали благородних металів 9
1.5. Рудні мінерали радіоактивних металів 10
Розділ ІІ. Кристалооптика 11
2.1. Загальні положення кристалооптики 11
2.2. Оптичні властивості мінеральної речовини 15
Розділ ІІІ. Вивчення апаратури 20
Розділ IV. Оптичні властивості рудних мінералів 23
4.1. Вивчення відбивної здатності рудних мінералів та методів їх визначення 23
4.2. Визначення кольору мінералів у відбитому світлі 24
4.3. Вивчення двовідбиття та його кольорового ефекту 25
4.4. Визначення кольору внутрішніх рефлексів 27
Розділ V. Фізичні та хімічні властивості мінералів 30
5.1. Вивчення твердості рудних мінералів 30
5.2. Вивчення магнітних властивостей мінералів 32
5.3. Електричні властивості мінералів 32
5.4. Макро- та мікрорадіографія 34
5.5. Газово-рідкі включення в мінералах 36
5.6. Вивчення хімічних властивостей рудних мінералів 39
Розділ VI. Парагенетичні асоціації і структурний аналіз руд 41
6.1. Кристаломорфологічні особливості і типоморфні асоціації рудних мінералів 41
6.2. . Визначення кількісного складу мінералів 42
6.3. Дослідження структур та текстур руд 45
6.4. Структурно-текстурний аналіз руд 51
6.5. Структури і текстури, які впливають на збагачення 51
Література 54

ВСТУП

При вивченні генезису родовищ мінеральної сировини та для вибору найефективніших методів їх розвідки та розробки важливе значення має комплексне вивчення руд: визначення рудних мінералів, наявність в них домішок, структур та текстур. Те що детальне вивчення складу руд, розподіл рудних мінералів у вмісних породах дозволяє ефективно використовувати в промисловості всі корисні компоненти руд та правильно визначити схему їх технологічної обробки. Таке вивчення включає мінераграфічний аналіз руд, їх спектральний, хімічний, рентгеноструктурний та інші аналізи.

Мінераграфія як наука – це складова частина вчення про корисні копалини. Її головний метод – вивчення руд у відбитому світлі. За допомогою мінераграфії можлива діагностика мінералів, з яких складається руда, вивчення їх парагенезису, структури та текстури руд.

Зміст науки про рудні родовища А.Г.Бетехтін [3] визначив таким чином: 1) методика вивчення рудоутворювальних мінералів; 2) описова мінераграфія та 3) вчення про рудні родовища. Аналогами цих розділів у науці про гірські породи є: 1) методи оптичного дослідження породоутворювальних мінералів; 2) описова петрографія; 3) петрологія.

Основні елементи мінераграфічних досліджень ті ж самі, що й в мікроскопії гірських порід: визначення мінерального складу агрегату, характеристика особливостей будови (структури та текстури) руди, просторового розподілу різних типів руд, з'ясування послідовності мінералоутворення. Результати цих досліджень разом з польовими спостереженнями використовуються для інтерпретації процесів формування рудного тіла, а також для геологічно обґрунтованої оцінки та промислової характеристики родовища в цілому.

Крім розв'язання вищезазначених завдань мінераграфія вирішує численні проблеми вузько прикладного характеру, які мають велике практичне значення. Збагачення руд проектується на основі попереднього мікроскопічного аналізу сировини та контролюється цим же методом аналізу. Проектування та контроль металургійних процесів також проводяться з урахуванням мінерального складу руд та продуктів термічної переробки. В останньому випадку мінераграфія тісно поєднується з металографічним (мікроскопічним) методом аналізу металів, з яким має дуже багато спільних засобів дослідження. Крім цього, мікроскопічні дослідження у відбитому світлі з успіхом застосовуються у вивченні викопного вугілля.

Студенти II курсу, які починають вивчати мінераграфію, ще не знайомі з методикою мікроскопічних досліджень прозорих мінералів у поляризованому прохідному світлі і геологією рудних родовищ. Тому ми стисло приводимо основні положення кристалооптики, основні оптичні

ефекти, що спостерігаються в поляризаційному мікроскопі – заломлення, двозаломлення, ізотропія і анізотропія, оптичний знак і орієнтування мінералів, знайомимо з класифікацією руд і рудних мінералів.

При дослідженні непрозорих мінералів у відбитому світлі ці параметри визначаються набагато важче ніж під час дослідження прозорих мінералів, тому доводиться звертати увагу на інші діагностичні ознаки: твердість, магнітність, колір, внутрішні рефлекси, мікрохімічні реакції. Але їх визначення також інколи ускладнюється технічними чинниками. Наприклад, якість відбитого світла залежить не тільки від відбивної здатності мінералів, але й від якості самих аншліфів та чистоти їх поверхні [2]. Крім цього, додаткові оптичні ефекти (інколи дуже слабкі), які часто виникають, спостерігаються тільки в приладах з оптикою високої якості.

Складність оптики відбитого світла і відсутність необхідних приладів та посібників збільшують труднощі, котрі виникають під час роботи студентів з аншліфами.

Ці методичні вказівки складено на основі як власного досвіду авторів, які довгий час займаються вивченням рудних мінералів і викладають ці курси в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка (М.В.Курило), так і на аналізі численних літературних матеріалів [1, 6, 14, 15, 22 та багато інших].

Книга складається з наступних розділів: класифікація рудних мінералів, кристалооптика, вивчення апаратури, оптичні властивості рудних мінералів, фізичні і хімічні властивості мінералів, парагенетичні асоціації і структурний аналіз руд.

Книга призначена для полегшення самостійної підготовки студентів геологічних і гірничих спеціальностей вищих навчальних закладів при виконанні лабораторних робіт з мінераграфії.

РОЗДІЛ І
КЛАСИФІКАЦІЯ РУДНИХ МІНЕРАЛІВ

Головні типи руд, для яких характерні певні асоціації мінералів [17]:

1. Руди чорних і легованих металів (Fe, Mn, Cr, Ti, Ni, Co, W, Mo, V).
2. Руди кольорових металів (Cu, Pb, Zn, Hg, Sb та ін.).
3. Руди легких металів (Al, Mg).
4. Руди благородних металів (Au, Ag, Pt).
5. Руди розсіяних і рідкісних металів (Li, Be, Ge, Zr, Nb, Ta nf sy.).
6. Руди радіоактивних металів (U, Th, Ra).

1.1. Рудні мінерали чорних і легованих металів

Рудні мінерали залізних руд. Залізо входить до складу майже 500 мінералів, однак рудоутворювальними є лише магнетит $FeO \cdot Fe_2O_3$ (72% Fe), гематит Fe_2O_3 (70% Fe), бурий залізняк $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ (до 60% Fe), сидерит $FeCO_3$ (48% Fe), гідроалюмосилікати (до 40% Fe), ільменіт $FeTiO_3$. Основні типи родовищ заліза наступні:

- магнетитові (магнітні залізняки), напівмартитові і мартитові, які вміщують до 50–65% заліза;
- титаномагнетитові, вміщують до 55% заліза і до 20% двоокису титану;
- гематитові і гідрогематитові (червоні залізняки), до 50–60% заліза;
- гідрогетитові (бурі залізняки), до 40–50% заліза;
- сидеритові (карбонатні), 30–35% заліза;
- залізо-хлоритові (силікатні), 25–40% заліза;

Рудні мінерали марганцевих руд. Марганець широко розповсюджений в земній корі і входить до складу приблизно 150 мінералів. Найбільш розповсюдженими являються такі мінерали (Mn, %):

- піролюзит, MnO_2 (55–63);
- брауніт, Mn_2O_3 (60–65);
- гаусманіт, Mn_3O_4 (65–72);
- манганіт, $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ (50–62);
- псиломелан, $n\ MnO \cdot MnO_2 \cdot n\ H_2O$ (35–60);
- родохрозит, $MnCO_3$ (40–45);
- манганокальцит, (Ca, Mn) CO_3 (23–32);
- родоніт, $Mn_3[Si_3O_9]$ (32–36).

За мінеральним складом руди поділяються на оксидні, карбонатні, силікатні і змішані. Цінними в промисловому відношенні є оксидні руди, з яких отримують високоякісні концентрати (більш ніж 45% Mn).

Рудні мінерали хромових руд. Хром входить до складу багатьох мінералів, однак практичне значення як рудоутворювальні мають тільки хромшпінеліди, які в практиці називають хромітами. Загальна формула хромітів (Fe, Mg) $(Cr, Al, Fe)_2O_4$, співвідношення вмісту елементів різне. Частіше зустрічаються магнохроміт (Mg, Fe) Cr_2O_4, хромпікотіт

(Mg, Fe) (Cr, Al)$_2$O$_4$ і алюмохроміт (Fe, Mg) (Cr, Al)$_2$O$_4$. В залежності від кількісного відношення цих мінералів в рудах змінюється якість руд. Найбільш цінними є магнохромітові руди, які вміщують до 50% і більше Cr_2O_3 при відносно низькому вмісту FeO (15–18%).

Рудні мінерали нікелевих і кобальтових руд. Важливішими рудоутворювальними мінералами нікелю є: пентландит (Fe, Ni)S, нікелін NiAs, мілерит NiS, гарнієрит (Ni, Mg)$_{12}$Si$_{16}$O$_{20}$(OH)$_{16}$ та інші силікати. В кобальтових рудах важливе значення мають: кобальтин CoAsS, лінеїт (Co, Ni)$_3$S$_4$, смальтин CoAs$_2$, асболан *m*(Co, Ni)O·MnO$_2$·*n*H$_2$O.

Рудні мінерали вольфрамових руд. Рудоутворювальними мінералами вольфраму є: вольфраміт (Fe, Mn) WO$_4$ ферберит FeWO$_4$, гюбнерит MnWO$_4$ і шеєліт CaWO$_4$.

Рудні мінерали молібденових руд. Єдиним мінералом молібденових руд і концентратів є сульфід-молібденіт MoS$_2$ (60% Mo), також є можливість використання повеліту CaMoO$_4$ і молібдошеєліту Ca(Mo, W)O$_4$. Технологія вилучення металу з них складна.

1.2. Рудні мінерали кольорових і легких металів

Рудні мінерали міді. Відомо більше 200 мінералів, до складу яких входить мідь. Найважливішими, рудоутворювальними є наступні (Cu, %):

- самородна мідь, Cu (до 100);
- халькопірит, CuFeS$_2$ (35);
- борніт, CuFeS$_4$ (69);
- халькозин, Cu$_2$S (80);
- ковелін, CuS (65);
- енаргіт, Cu$_3$AsS$_4$ (48);
- теннантит, 3Cu$_2$S·As$_2$S$_3$ (57);
- тетраедрит, 3Cu$_2$S·Sb$_2$S$_3$ (52);
- куприт, Cu$_2$O (89);
- тенорит, CuO (80);
- малахіт, CuCO$_3$·Cu(OH)$_2$ (57);
- азурит, 2CuCO$_3$·Cu(OH)$_2$ (55);
- хризокола, CuSiO$_3$·2H$_2$O (36).

За мінеральним складом мідні руди діляться на сульфідні, оксидні і змішані. Найлегше збагачуються сульфідні вкраплені руди, важче – суцільні сульфідні і змішані.

Рудні мінерали свинцю і цинку. Головними рудоутворювальними мінералами є (Pb, %):

- галеніт, PbS (86,6);
- буланжерит, Pb$_5$Sb$_4$S$_4$ (55,4);
- церусит, PbCO$_3$ (77,5);
- англезит, PbSO$_4$ (68,3);
- сфалерит, ZnS (67);
- смітсоніт, ZnCO$_3$ (52).

Рудні мінерали олова. Найважливішим рудним мінералом є каситтерит, або олов'яний камінь, SnO_2 (79% Sn) і станін, або олов'яний колчедан Cu_2FeSnS_4 (27% Sn).

Рудні мінерали сурми. Головним рудоутворювальним мінералом є сурм'яний блиск, або антимоніт Sb_2S_2 (71,7% Sb), за рахунок його окислення виникають сурм'яні вохри. Менше значення мають тетраедрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (15-20% Sb) і галеніт з ізоморфними домішками сурми.

Рудні мінерали ртуті. В більшості родовищ ртуті рудоутворювальним мінералом є кіновар HgS, рідше зустрічається метацинабарит, в ряді родовищ відмічались накопичення капель самородної ртуті.

Рудні мінерали алюмінію. Головним джерелом отримання алюмінію є боксити. Високі концентрації алюмінію містять: алуніти, кіанітові гнейси і сланці, а також магматичні породи типу нефелінових сієнітів.

Боксити представляють собою тонку механічну суміш мінералів: діаспору $HAlO_2$, беміту AlO(OH), гідраргіліту $Al(OH)_3$. Вони вміщують також каолініт, гідрооксиди залізу і марганцю, опал, дрібний уламковий матеріал. Вміст в бокситах цих мінералів визначають їх якісні властивості і технологічні показники.

Рудні мінерали магнію. Найважливішими мінералами, з яких отримують магній є: магнезит $MgCO_3$ (28% Mg), доломіт $CaMg(CO_3)_2$ (13% Mg), кізерит $MgSO_4 \cdot H_2O$ (17% Mg), карналіт $KCl \cdot MgCl \cdot 6H_2O$ (8,7% Mg), бішофіт $MgCl_2 \cdot H_2O$ (11,8 % Mg).

1.3. Рудні мінерали благородних металів

Рудні мінерали золота. Завдяки своїм виключним властивостям в природі частіше зустрічається самородне золото, хоча завжди в ньому у вигляді твердого розчину присутні Ag, Cu, Bi, Rh; срібловміщуюче золото (до 50% Ag) чи електрум. Відношення золота і домішків називають пробою; проба виражається числом грамів золота в кілограмі природного самородку або виробу. Самородне золото зустрічається частіше в парагенезисі з піритом, халькопіритом, арсенопіритом, бляклими рудами і іншими сульфідами і часто утворює в них субмікроскопічну вкрапленість. В практиці таке імпрегноване золото одержало назву сульфідного. Крім самородного золота зустрічається його телуриди: сильвініт ($AuAgTe_4$) калаверит ($AuTe_2$), нагіагіт $Au(Pb, Sb, Te)_8 (S\ Te)_{11}$.

Рудні мінерали срібла. Найважливішими мінералами срібла є (Ag %):

- самородне срібло, Ag (100);
- аргентит (срібний блиск), Ag_2S (87);
- піраргірит (темна червона руда), Ag_3SbS_3 (60);
- прустит (світла червона руда), Ag_3AsS_3 (65);
- фрейбергіт (срібна блякла руда), $(Cu,Ag)_3SbS_3$ (35);
- кераргіріт (срібна рогова руда), AgCl (75).

Найважливіші родовища срібла відносяться до гідротермальних, серед яких виділяються такі типи: а) Pb-Zn-Ag (Фрайберзький тип); б) Sn-Ag-Bi (Болівійський тип); в) Bi-Co-Ni-Ag-U (п'ятиелементна формація); г) Au-Ag (Мексиканський тип); д) Cu-As (тип Бьютт).

Платина і платиноїди. Найважливішими рудоутворювальними мінералами платини є (Pt, %):

- поліксен, PtFe (88);
- сперилiт, $PtAs_3$ (56);
- стібіопаладініт, Pt_3Sb (70).

Серед ендогенних родовищ виділяють два головних типи: платиноносні хроміти (Уральський тип) і сульфідні мідно-нікелеві руди (тип Седбері).

1.4. Рудні мінерали рідких і рідкісноземельних металів

Рудні мінерали берилію. Найважливішими мінералами є (BeO, %):

- берил, $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ (до 14);
- фенакіт, Be_2SiO_4 (45);
- гельвін, $Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$ (до 13);
- хризоберил, $BeAl_2O_4$ (до 16);
- бертрандит, $Be_4(OH)_2[Si_2O_7]$ (12).

Рудні мінерали літію. Головним джерелом літію є сподуменові, сподумен-лепідолітові гранітні пегматити. Часто разом з літієвими мінералами зустрічаються берил, каситерит, танталіт та інші цінні мінерали. Найголовнішими мінералами рідкісноземельних металів (TR), які використовуються в промисловості є:

- *фосфати*: монацит – Ce Po_4, ксенотим – Y PO_4, рабдофаніт – (Ce, Y)$PO_4 \cdot H_2O$, черчит – $CePO_4H_2O$;
- *карбонати*: бастнезит – $Ce[CO_3]F$, паризит – $Ce_2Ca(CO_3)_3 \cdot F_2$;
- *оксиди*: кноптит – (Ca, Ce)(Ti, Fe)O_3; лопарит – (Na_2, Ce, Ca…)(Nb, Ti)O_3, самарскит – (Y, Ev, Ce)$_4$(Nb, Ta)$_6$ O_{21}, пірохлор – (Na, Ca, Ce…) (Nb, Ti…)$_2O_6$;
- *фторити*: ітрофлюорит – (Ca, Y) F_{2-3};
- *силікати* гадолініт – (Y, Ce)$_2$ Fe Be_2 (Si_2O_{10}), ортит – (Ce, Y, Ca)(Mg, Al)$_2[Si_2O_7](SiO_4)$(O, OH), евдіаліт – (Ce, Y, Ca)$_4$(Fe, Zr)(Si_6O_{18})(Cl, OH), ітріаліт – (Y, Th)$_2$ Si_2O_7

За складом TR мінерали поділяються на групи: церієву (бастнезит, паризит, лопарит, монацит, кноптит, евдіаліт); гадолінієву (самарскит); ітрієву (ксенотим, ітріаліт); комплексну (ортит, пірохлор, гадолініт, апатит, сфен).

Рудні мінерали вісмуту. Найважливішими рудними мінералами вісмуту є (Bi,%):

- самородний вісмут, Bi (100);
- вісмутин (вісмутовий блиск), Bi_2S_3 (81).

В основному вісмут добувають як побічний продукт з інших руд, наприклад з олов'яних. Вміст вісмуту в рудах – до 0,3%.

Рудні мінерали танталу і ніобію. Основним рудоутворювальни-

ми мінералами є (Nb_2O_5/Ta_2O_5, %):

- колумбіт, танталіт (Fe, Mn)(Nb, Ta)$_2O_6$ (до 77/до 84);
- пірохлор (Na, Ca, Th, TR) (Nb, Ta, Ti)$_2$ (O, OH)$_7$ (до 65/ до 5);
- мікроліт (Na, Ca, Th, TR) (Nb, Ta, Ti)$_2$ (O, OH,F)$_7$ (до 7/ до 77);
- лопарит (Na, Ca, Sr, Ce) (Nb, Ti)O_3 (11/0).

Домішки Ta і Nb зустрічаються в титанових, вольфрамових, олов'яних рудах.

Рудні мінерали цирконію і гафнію. Найважливішими рудоутворювальними мінералами є (Zr / Hf, %):

- циркон, $ZrSiO_4$ (60 / до 0,5-0,7);
- баделеїт, ZrO_2 (74 / 0,1-3);
- евдіаліт, Na_4 Ca_2 Zr(Si_3O_9) (8–12 / 0,1–1).

1.5. Рудні мінерали радіоактивних металів

Відомо біля 200 мінералів, які вміщують уран. Найважливішими рудоутворювальними мінералами урану є (U_3O_8, %):

- уранініт, (U, Th)O_2 (88);
- настуран, UO_2 (86);
- уранова смолка, U_3O_8 (81);
- бранерит, (U, Ca, Fe …)$\cdot Ti_2O_6$ (35–38);
- карнотит, $K_2(UO_2)_2$ $(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$ (55);
- отеніт, Ca $(UO_2)_2$ $(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (52).

Найважливішим промисловим джерелом торію є монацит (Cl, Th)PO_4 (до 19% ThO_2).

Завдання для самостійної підготовки та лабораторні вправи

1. Ознайомитися з мінералогічним складом руд групи чорних і легованих металів.
2. Які руди чорних металів і чому використовуються в промисловості?
3. Ознайомитися з технологією збагачення алюмінієвих руд різного мінералогічного складу.
4. Ознайомитися з проблемою технологічно «впертого» золота, де воно зустрічається і які способи збагачення.
5. Що таке сусальне золото і завдяки яким фізичним властивостям цього металу можливо його виготовляти?
6. Дати загальну характеристику головним мінералам урану і торію.
7. Ознайомитися з фізичними і оптичними властивостями всіх мінералів рідкісних і рідкісноземельних металів.
8. Ознайомитись з принципами класифікації руд і рудних мінералів, їх основними фізичними, оптичними, кристалічними і морфогенетичними властивостями.
9. Переглянути колекційні зразки руд і рудних мінералів.
10. Вивчити формули рудних мінералів, які мають практичне значення.

РОЗДІЛ II
КРИСТАЛООПТИКА

2.1. Загальні положення кристалооптики

Кристалооптика є розділом оптики, що вивчає оптичні явища у кристалічних речовинах і має широке використання в галузі кристалографії, мінералогії та петрографії, мінераграфії і металографії.

У кристалооптиці знайшла застосування електромагнітно-хвильова теорія світла [5, 16, 20], згідно з якою світло являє собою електромагнітні коливання, що розповсюджуються у вигляді хвиль у всі боки від джерела освітлення з великою швидкістю. Як і всі електромагнітні хвилі, світлові хвилі є поперечними, тобто напрямки коливань *векторів напруженості (E)* орієнтуються перпендикулярно до напрямку поширення світла. При цьому розрізняють *звичайне світло* та *поляризоване.* У звичайному світлі коливання відбуваються радіально у всіх напрямках, перпендикулярних до поширення світла. Натомість, у поляризованому світлі коливання орієнтовані в межах одної певної площини (рис. 1). Поляризація світла відбувається при проходженні його крізь кристали. У техніці поляризоване світло отримують за допомогою спеціальних приладів – *поляризаторів* і *поляризаційних мікроскопів*. Поляризоване світло можна отримати також відбиттям його від полірованої або дзеркальної поверхні, причому площина коливань відбитих поляризованих променів паралельна відбиваючій поверхні (рис. 1).

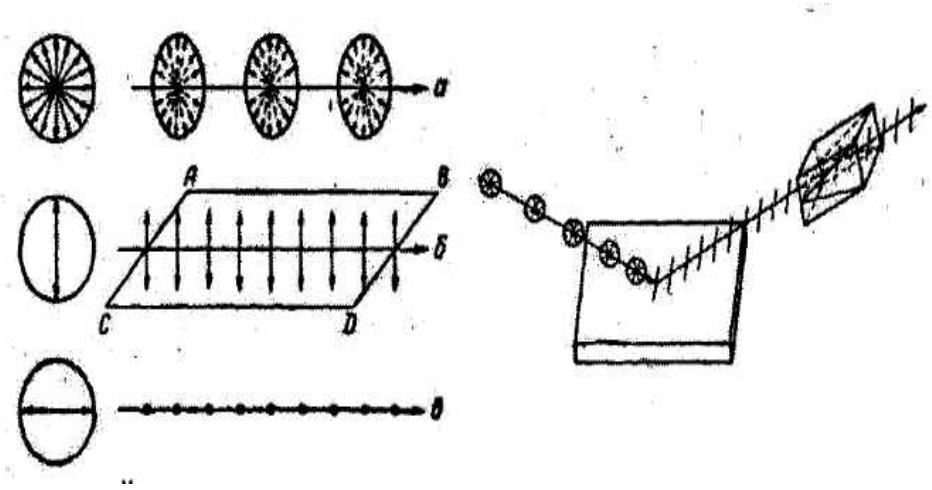


Рис. 1. Напрямки коливань у звичайному *(а),* поляризованому *(б, в)* і відбитому світлі *(г)*

Звичайне сонячне світло обумовлене електромагнітними коливаннями з довжиною хвилі від 360 нм для фіолетового кольору до 780 нм – для червоного. Біле світло являє суміш світлових коливань із усіма

можливими довжинами хвиль. Власне забарвлення мінералів залежить від здатності вибірково поглинати й відбивати електромагнітні хвилі певної довжини.

Для кількісної характеристики оптичної щільності середовища зазвичай використовують абсолютний *показник заломлення п,* що дорівнює співвідношенню швидкості світла у вакуумі u_0 до швидкості світла у даному середовищі u_1 [6, 16, 20]: $n=u_0/u_1$

Оскільки показник заломлення повітря приймається за одиницю, абсолютний показник заломлення всіх мінералів завжди більше одиниці (за виключенням самородного срібла і міді). Для більшості мінералів він лежить в межах 1,400-1,800, для води – 1,333, рудні мінерали мають показники заломлення від 2,000 до 3,000.

При переході з одного середовища в інше на межі поділу відбувається зміна швидкості світла. Якщо світловий промінь падає перпендикулярно до межі поділу, то змінюється тільки швидкість без зміни напрямку. Але якщо світловий промінь падає косо до межі поділу, то крім швидкості змінюється ще й напрямок поширення, тобто відбувається *заломлення світла* (рис. 2). Заломлення світла характеризується рівнянням: $\sin\alpha/\sin\beta=u_0/u_1=n_2/n_1=const$, де α – кут падіння, β – кут заломлення, u_0 та u_1 – швидкості світла, n_1, та n_2 - показники заломлення для середовищ 1 та 2.

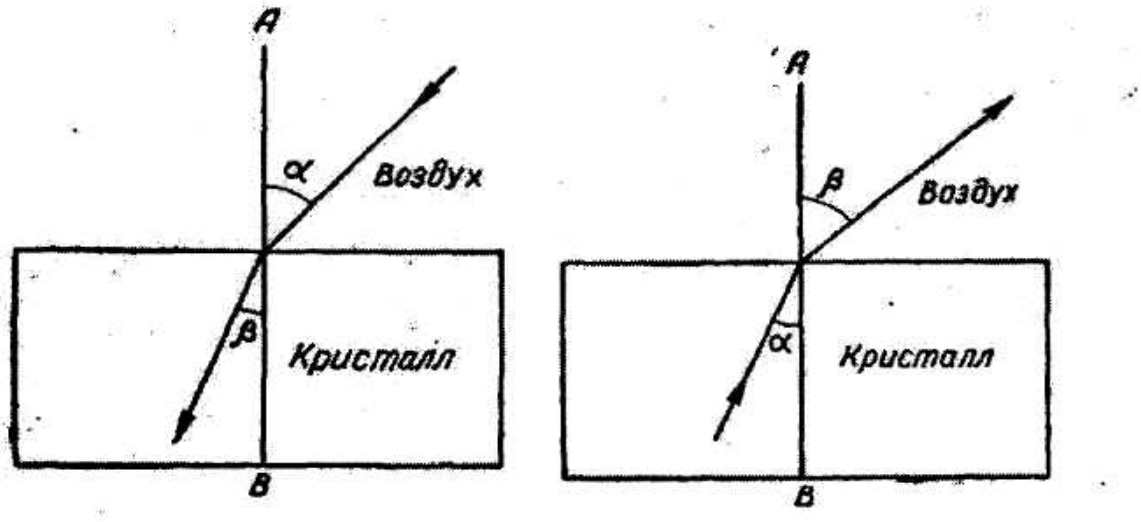


Рис. 2. Заломлення світла на межі двох середовищ із показниками заломлення $n_1<n_2$

При проходженні світла із середовища з більшим показником заломлення в середовище з меншим показником заломлення кут падіння завжди менший за кут заломлення. При певному *межовому куті падіння* φ світловий промінь заломлюється таким чином, що стає спрямо-

ваним вздовж межі поділу двох середовищ. Якщо кут падіння φ_1 перевищує межовий кут $\varphi\,(\sin\varphi = 1/n)$, відбувається *повне внутрішнє відбиття* і промінь не виходить за межу поділу двох середовищ (рис. 3).

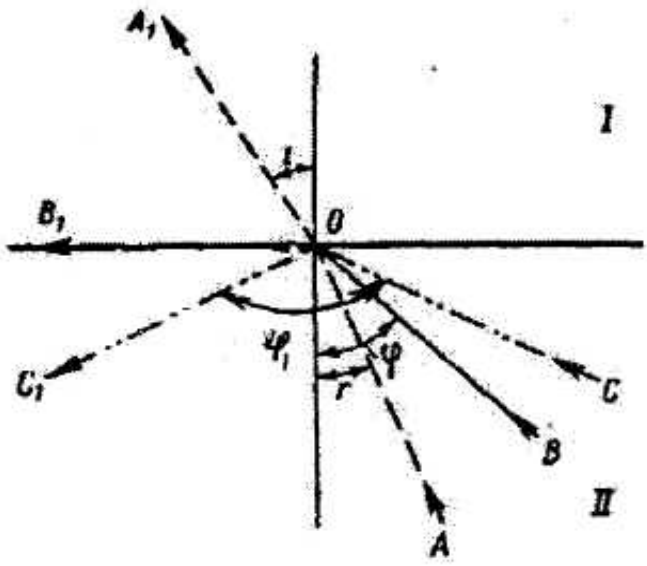


Рис. 3. Повне внутрішнє відбиття $n_{11}>n_1$

Промінь АО після заломлення проходить по напрямку OA_1; промінь ВО падає під межовим кутом f і, заломлюючись, йде по межі поверхні (OB_1); промінь СО, падаючи під кутом більше $f(f_1)$ зазнає повного внутрішнього відбиття і йде в напрямку ОС

У загальному випадку при проходженні світла через кристал у певних напрямках може відбуватись повне внутрішнє відбиття і *двозаломлення,* коли кожний світловий промінь розкладається на два промені, що рухаються з різною швидкістю (мають різні показники заломлення), під певним кутом один до одного та є поляризованими у двох взаємно перпендикулярних площинах (рис. 4).

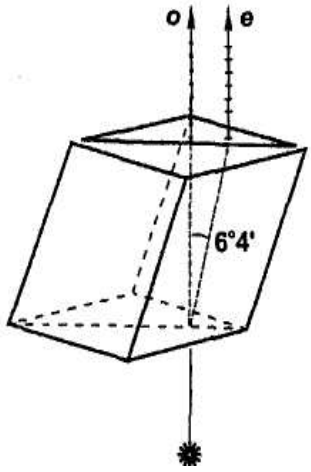


Рис. 4. Двозаломлення світла у кристалі ісландського шпату

Світловий промінь при проходженні крізь кристал розкладається на два проміні – *звичайний (о)* та *незвичайний (е)*, які мають різні показники заломлення, рухаються під кутом один до одного та поляризовані у двох взаємно перпендикулярних площинах. Світлові коливання звичайного променя *(о)* спрямовані перпендикулярно до площини малюнка, натомість, світлові коливання незвичайного променя *(е)* орієнтуються паралельно до площини малюнка.

На явищах двозаломлення, поляризації та повного внутрішнього відбиття побудовано устрій призм Ніколя – головних складових частин поляризаційного мікроскопу. Призма Ніколя являє кристал ісландського шпату, який розрізаний на дві частини під певним кутом до граней та склеєний по площині зрізу канадським бальзамом.

У поляризаційному мікроскопі зазвичай використовують дві призми Ніколя, які поляризують світло у двох взаємно перпендикулярних площинах. Одна призма, *поляризатор,* перетворює звичайне світло на поляризоване перед проходженням через досліджуваний мінерал. Друга призма, *аналізатор,* дозволяє вивчати оптичні явища, що відбуваються при проходженні поляризованого світла крізь досліджуваний мінерал, аналізуючи його на виході з мінералу. Аналізатор за бажанням дослідника можна ввести або вивести з оптичної системи мікроскопу. Залежно від цього розрізняють дослідження «у схрещених ніколях», тобто при включеному аналізаторі та дослідження «в одному ніколі», тобто при виключеному аналізаторі.

Оптична індикатриса – це допоміжна поверхня, яка має форму сфери або еліпсоїда, кожний радіус-вектор якої пропорційний величині показника заломлення тієї хвилі, що здійснює електромагнітні коливання у напрямку цього вектора.

Оптична індикатриса дозволяє проілюструвати зв'язок між величинами показників заломлення та напрямками світлових коливань, що проходять крізь кристал. В.Н. Лодочніков сформулював *правило індикатриси*, яке допомагає передбачити оптичні властивості мінералів у будь-яких напрямках або перетинах: *«оптичні властивості мінералу вздовж даного напрямку характеризуються центральним перетином індикатриси, що є перпендикулярним до даного напрямку. При цьому осі симетрії центрального перетину вказують напрямки світлових коливань та відповідають показникам заломлення хвиль, що поширюються перпендикулярно до цього перетину.»*

Форма індикатриси залежить від сингонії кристалу і може бути редставленою сферою, еліпсоїдом обертання або трьохосьовим еліпсоїдом. *Центральні перетини,* тобто перетини, що проходять крізь центр індикатриси, можуть бути *еліптичними* або *круговими.*

2.2. Оптичні властивості мінеральної речовини

Оптичні властивості мінеральної речовини безпосередньо залежать від її кристалічного стану. За кристалічним станом розрізняють *аморфні і кристалічні речовини.* Серед кристалічних виділяють кристали кубічної сингонії, а також кристали середніх і найнижчих сингоній.

Аморфні речовини та кристали кубічної сингонії є *ізотропними* речовинами, тобто оптичні властивості в них не залежать від напрямку. Оптична індикатриса ізотропної речовини представлена сферою і тому будь-який центральний перетин являє круг із постійним радіусом. У будь-якому перетині маємо один постійний показник заломлення. При проходженні світла крізь ізотропну речовину воно не зазнає поляризації та двозаломлення, тому при включеному аналізаторі під мікроскопом будь-який перетин аморфної речовини або кристалу кубічної сингонії є чорним (ізотропним) і при обертанні столика мікроскопа на 360° не просвітлюється.

Кристали середніх сингоній (тригональні, тетрагональні та гексагональні) є *анізотропними* речовинами, тобто оптичні властивості в них залежать від напрямку. Оптичною індикатрисою кристалів середніх сингоній є *еліпсоїд обертання*, який характерний для оптично-одновісних кристалів (рис. 5).

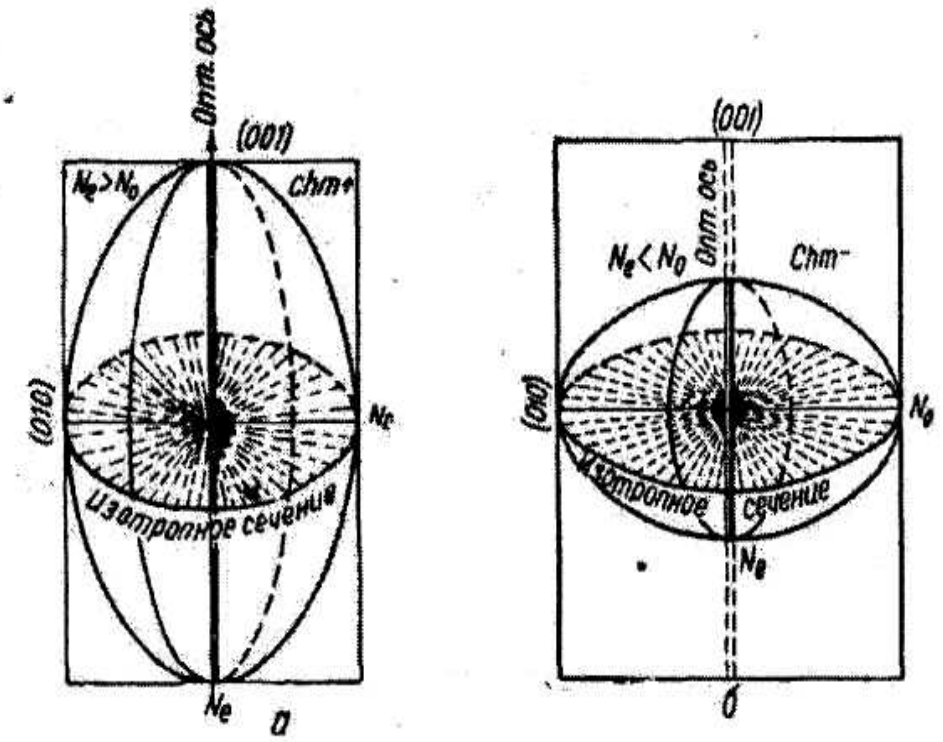


Рис. 5. Оптична індикатриса одновісного мінералу *а* – оптично позитивного; *б* – оптично негативного.

Еліпсоїд обертання має лише один центральний круговий перетин і одну оптичну вісь та нескінченну кількість еліптичних перетинів. Одновісні кристали називаються позитивними, коли індикатриса має форму витягнутого еліпсоїда обертання, і негативними, коли індикатриса має форму приплюснутого еліпсоїда обертання.

У будь-якому напрямку, що не збігається з оптичною віссю, світло поляризується та зазнає двозаломлення при проходженні крізь кристал. Тому кожний перетин оптично-одновісного кристалу, крім перетину, перпендикулярного до оптичної осі, є анізотропним. Анізотропні перетини кристалів, яким відповідають еліптичні перетини індикатриси, під мікроскопом при включеному аналізаторі та обертанні столика на 360°, чотири рази "просвітлюються" та чотири рази "згасають".

Перетини одновісних мінералів, паралельні до оптичної осі, визначаються максимальним двозаломленням з найвищими кольорами інтерференції під мікроскопом у схрещених ніколях. В одному ніколі ці перетини характеризуються двома головними показниками заломлення – n_o та n_e, що відповідають двом світловим промінням: *"звичайному* та *"незвичайному"*. Напрямки світлових коливань звичайного та незвичайного променів збігаються з осями симетрії індикатриси No та Ne.

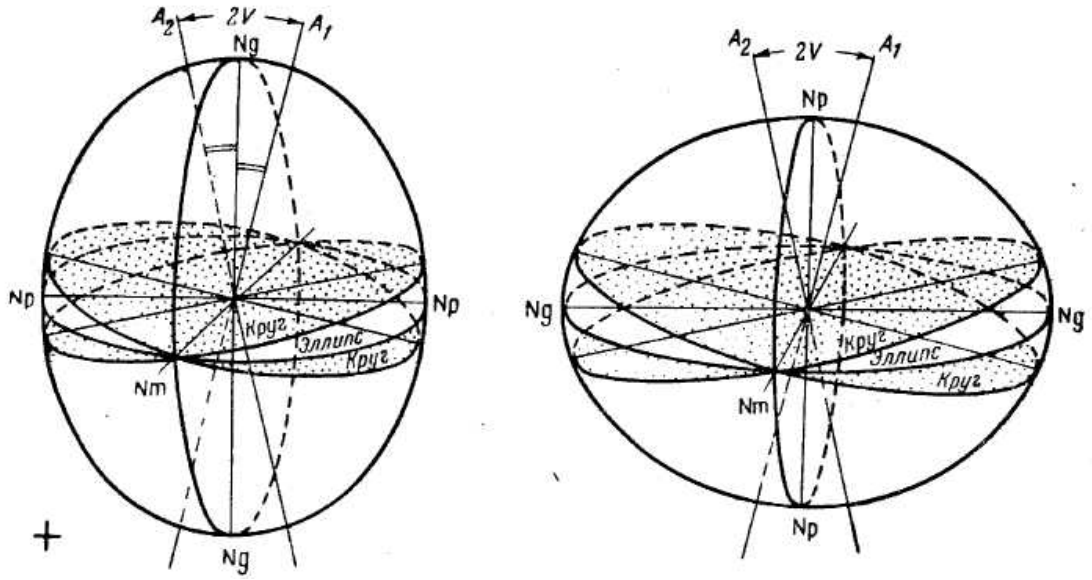
Оптичною індикатрисою кристалів найнижчих сингоній є *трьохвісний еліпсоїд* (рис. 6), який має два центральних кругових перетини та безкінечну кількість еліптичних. Таким чином, у кристалах найнижчих сингоній є два напрямки, вздовж яких світло не зазнає двозаломлення та поляризації – дві оптичні осі. Тому ці кристали звуться *оптично-двовісними.* Кожний двовісний кристал має два ізотропних перетини: кругові перетини індикатриси, кожний із яких розташований перпендикулярно до однієї з оптичних осей. Як і в попередніх випадках під мікроскопом при включеному аналізатор, перетини, перпендикулярні до оптичних осей, будуть чорними і при обертанні столика не просвітлюються.

У будь-якому напрямку, що не збігається з оптичною віссю, світло поляризується та зазнає двозаломлення. Тобто, всякий перетин, крім перетинів перпендикулярних до оптичних осей, під мікроскопом у схрещених ніколях проявляє анізотропію – чотири рази просвітлюється і чотири рази згасає при обертанні столика на 360°.

Крім головного показника заломлення n_m, двовісні кристали мають ще два головних показника заломлення: n_g – найбільший та n_p – найменший, яким відповідають найбільша (Ng) та найменша (Np) осі симетрії індикатриси.

Оптичні осі двовісного кристалу перехрещуються під певним кутом 2V. *Кут оптичних осей* є важливою діагностичною константою для деяких мінералів. Серед оптично-двовісних кристалів умовно розрізняють двовісні позитивні, двовісні негативні та двовісні нейтральні. Якщо бісектрисою гострого кута оптичних осей є вісь Ng то кристал

зветься *двовісним позитивним.* Якщо бісектрисою гострого кута оптичних осей є вісь Np, то кристал є *двовісним негативним.* Якщо кут оптичних осей дорівнює 90°, то кристал є *двовісним нейтральним.*



а *б*

Рис. 6. Оптична індикатриса двовісних кристалів (трьохвісний еліпсоїд):
а – позитивна; *б* - негативна

Схематичне уявлення про хід променів в поляризаційному мікроскопі і побудову зображення представлені на рис. 7. Як видно мікроскоп створює обернене і двоступеневе збільшене зображення. Загальне збільшення об'єкту знаходять простим перемноженням збільшення об'єктива на збільшення окуляра.

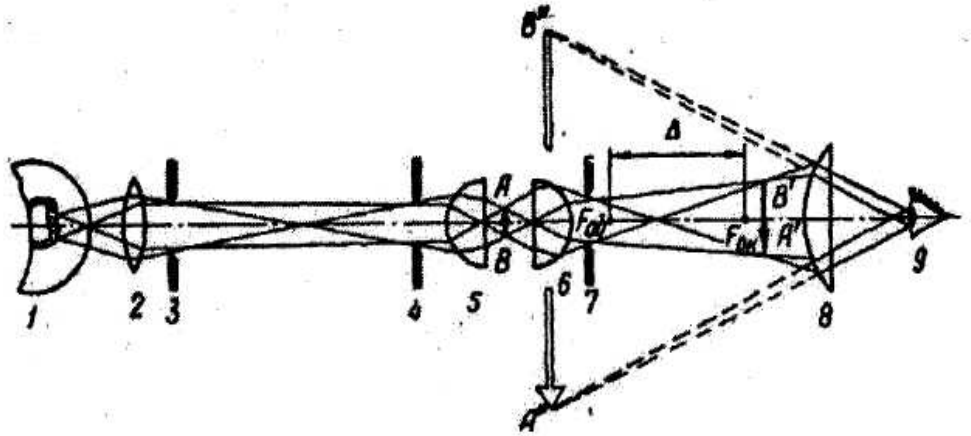


Рис. 7. Схема зображення в мікроскопі:
1 – лампа; 2 – колектор; 3 – діафрагма поля; 4 – апертурна діафрагма; 5 – конденсатор; 6 – об'єктив; 7 – апертура об'єктиву; 8 – окуляр; 9 – око спостерігача; *B'A'* - зображення об'єктиву об'єктивом; *B"A"* – зображення об'єкту окуляром; AB – об'єкт; $F_{об}$ – фокусна відстань об'єктива; $F_{ок}$ – фокусна відстань окуляра; Δ – оптична довжина тубуса (відстань між заднім фокусом об'єктива і переднім фокусом окуляра

На відміну від поляризованого, рудний мікроскоп використовується для вивчення полірованих шліфів (аншліфів) у відбитому світлі (рис. 8)

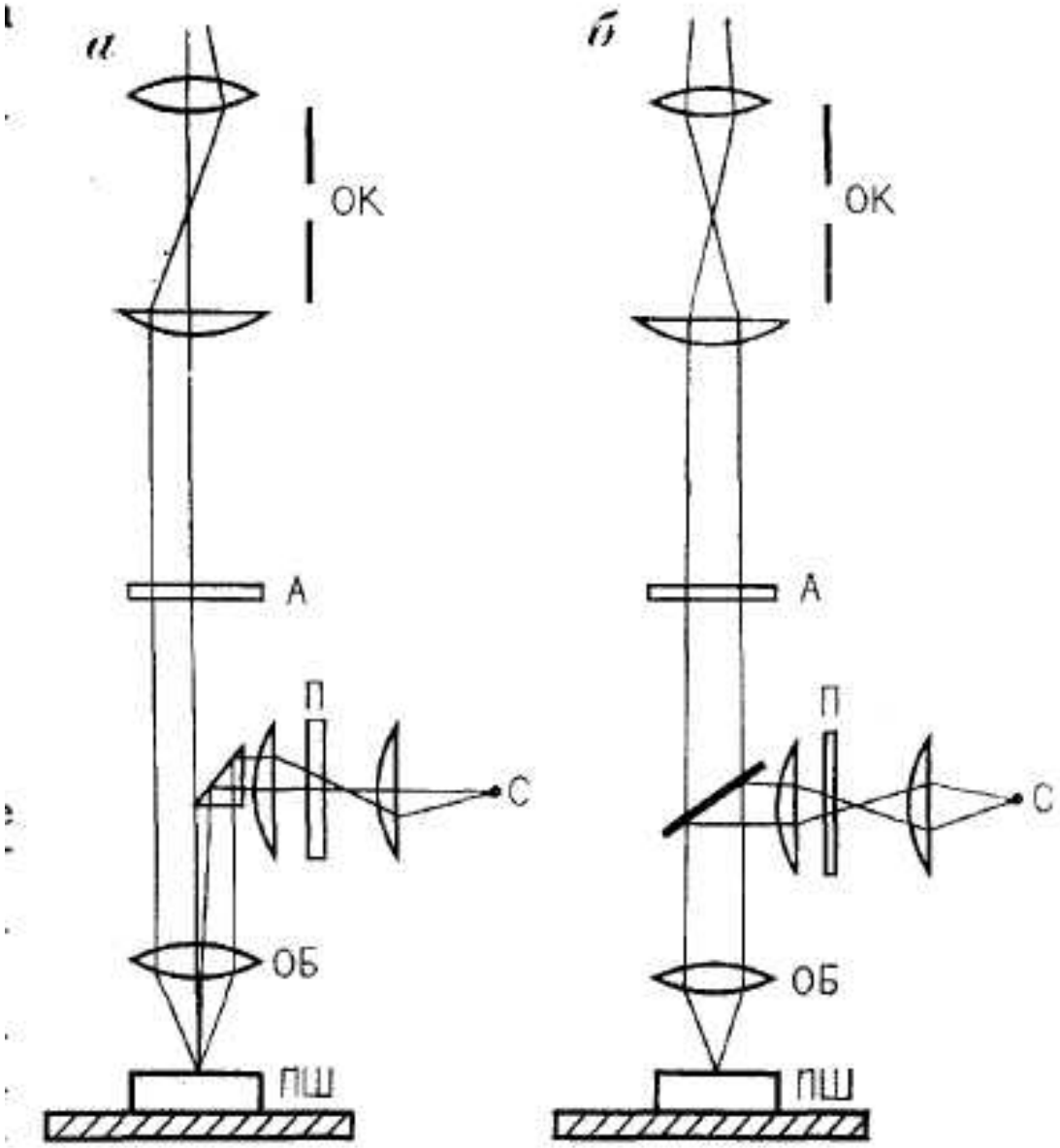


Рис. 8. Хід променів світла через оптичну систему рудного мікроскопа
С – джерело світла; П – поляризатор; прямокутна призма (в лівій частині схеми) або скляна пластинка (в правій частині схеми); ОБ – об'єктив; ПШ – полірований шліф; ОК – окуляр

Найбільш важливою частиною мінераграфічного мікроскопу є опак-ілюмінатор, що дозволяє отримувати вертикально відбите світло. Хід променів в опак-ілюмінаторі показано на рис. 9.

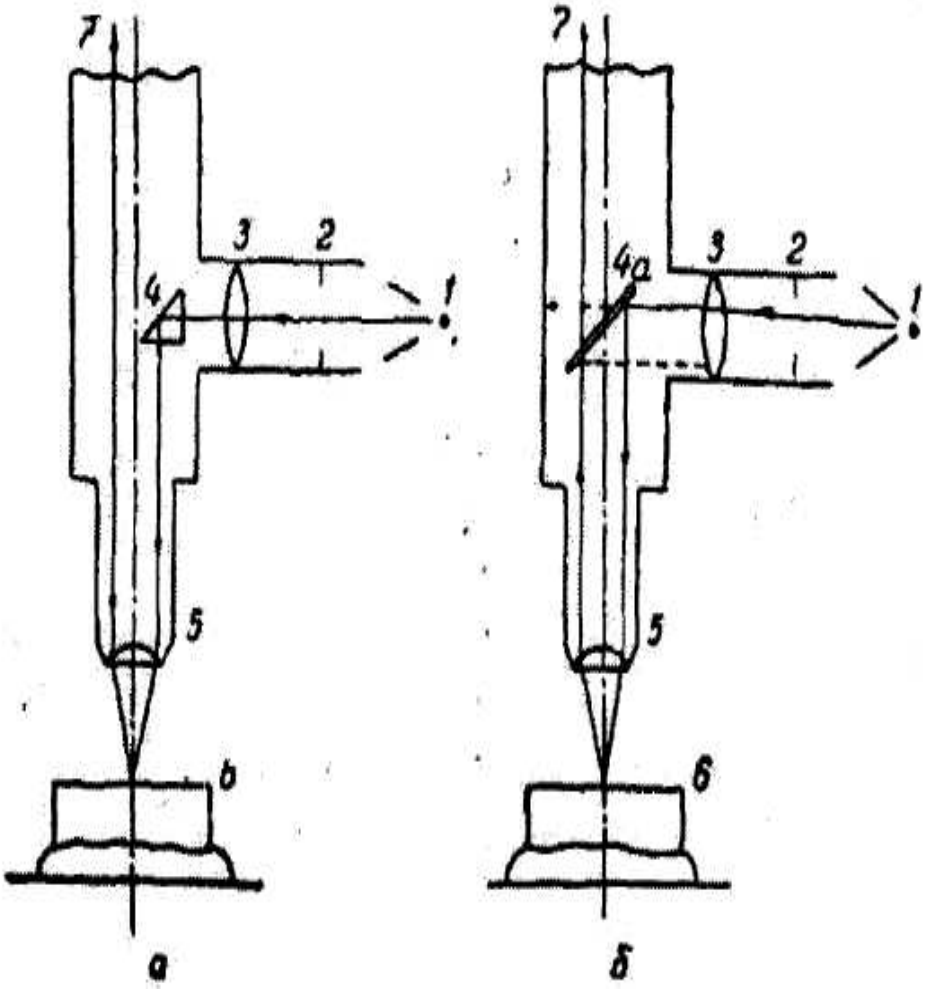


Рис. 9. Хід променів в опак-ілюмінаторі (схема)
а – призматичний опак-ілюмінатор; *б* – пластинковий опак-ілюмінатор; *1* - джерело світла; *2* – діафрагма; *3* – лінзочка; *4* – призма; *4а* – тонка скляна пластинка; *5* – об'єктив; *6* – полірований шліф; *7* – промінь, що йде до окуляра

Завдання для самостійної підготовки і лабораторні вправи

1. Ознайомитись з фізичними основами кристалооптичних методів.
2. Навчитися аналізувати індикатрису і познайомитися з оптичними властивостями мінералів.
3. Ознайомитися з описом і конструкцією поляризаційних мінералів і навчитися користуватися ними.

РОЗДІЛ III
ВИВЧЕННЯ АПАРАТУРИ

Мікроскопи для мінераграфічних досліджень, які найчастіше використовуються в геологічній практиці, можна згрупувати таким чином [4, 8, 12]:

1. Поляризаційні мікроскопи для дослідження прозорих петрографічних шліфів у прохідному світлі, що укомплектовані опак-ілюмінаторами: ОИ-6, ОИ-12 та ін., МП-7, МИН-4, МИН-5, МИН-8, МИН-10, МПД-1; Полам: С-111, С-112, Р-111, Р-112, Р-113, Л-211.
2. Мінераграфічні та металографічні мікроскопи для дослідження полірованих шліфів у відбитому світлі: МП-5, МИН-6, МИН-9, МИМ-6, МИМ-9, ММР-2; Полам Р-311 та Р-312 (табл. 1).
3. Бінокулярні мікроскопи для дослідження об'ємних об'єктів: МБС-1, МБС-2.
4. Універсальні мікроскопи для дослідження прозорих та полірованих шліфів: - МП-3, МИН-6, ПОЛАМ РП-1; прозорих шліфів та об'єктів: МПС-1 або для всіх трьох препаратів: МПС-2, МПСУ-1.
5. Біологічні мікроскопи, які часто використовуються для вивчення палеонтологічних об'єктів, а також застосовуються з відповідними пристроями для люмінесцентних, термічних та інших спостережень.

Крім перелічених мікроскопів, використовуються також порівняльний мікроскоп МС-5І, обладнаний двома однаковими об'єктивами для дослідження мінералів та порівняння з еталонами.

Таблиця 1

Характеристика об’єктивів, що застосовуються в мікроскопах вітчизняного виробництва

Об’єктиви	Збільшення	Числова апертура*
4,7х0,11	4,7	0,11
9,0х0,20	9,0	0,20
11,0х0,25	11,0	0,25
21,0х0,40	21,0	0,40
30,0х0,65	30,0	0,65
40,0х0,65	40,0	0,65
95х1,25	95,0	1,25

*Числова апертура (а) – міра здатності об’єктиву розрізняти дрібні деталі структури в аншліфі

$$a = n \cdot \sin\varphi$$

де n - показник заломлення середовища;

φ - половина кута, максимального конуса, в межах якого лінза може збирати світло від об’єкту (рис. 10)

В інфрачервоному мікроскопі МІК-І дослідження об'єкта проводяться в прохідному та відбитому випромінюванні ближніх інфрачервоних хвиль (0,8–13 мк) з перетворенням невидимого інфрачервоного зображення у видиме за допомогою однокаскадного електронно-оптичного перетворювача.

В останні роки багатьма дослідниками розроблено конструкції фотоелектричних окулярів, насадок та мікрофотометричних приладів для визначення коефіцієнта відбиття (R). Ці прилади однохвильового типу (ФМЭ-1, ФМЭП, ПООС-І) призначено для порівняльних вимірів. Для одержання абсолютних значень параметрів мінералів потрібен відповідний комплект еталонів. Повна автоматизація вимірів досягнута в двохвильовому мікроспектрофотометрі МСФП, конструкція якого розроблена фірмою ЛОМО. Виміри на приладі МСФП займають кілька хвилин, причому спектр відбиття в абсолютних одиницях фіксується самописцем.

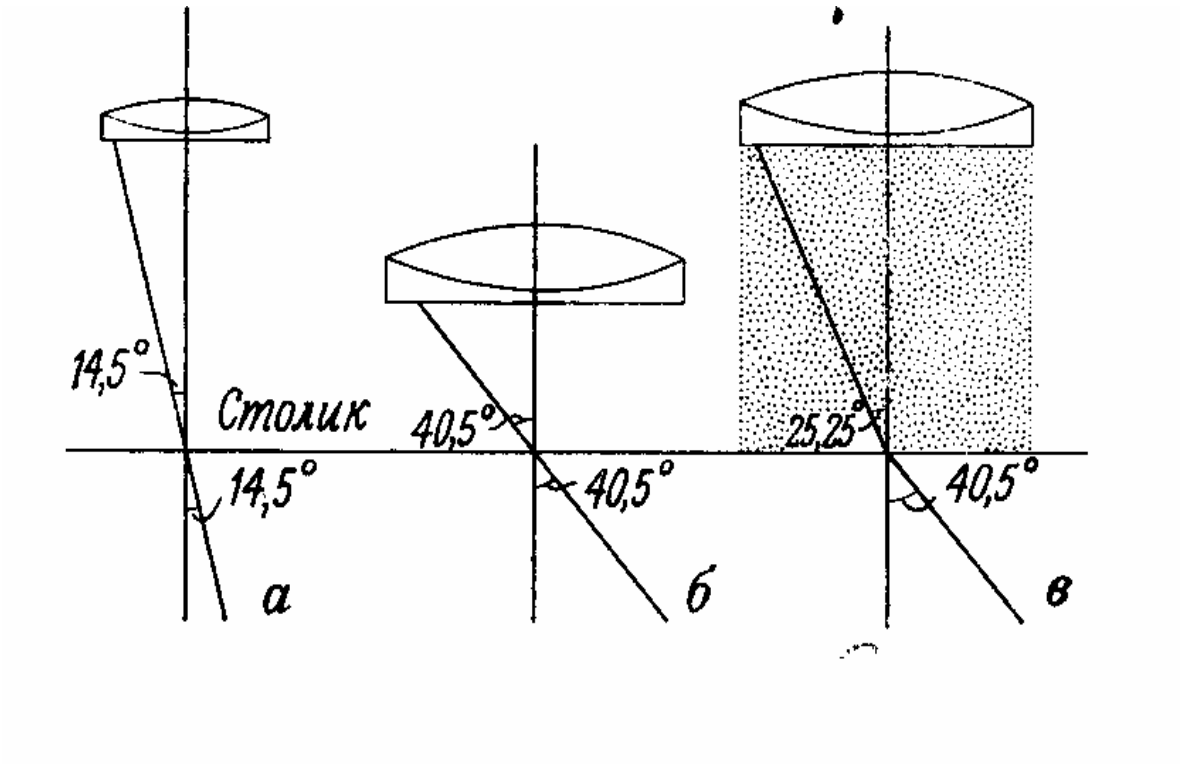


Рис. 10. Апертура об'єктиву

Для замірів мікротвердості мінералів застосовуються мікротвердометри МПТ-3 та МПТ-5. У них використовується чотиригранна алмазна піраміда з кутом 136°. Мікротвердометри можуть застосовуватися для вивчення зерен розміром до 1 мм в діаметрі.

Для визначення різних властивостей рудних мінералів у мінералогічних лабораторіях використовуються: для визначення люмінесценції – ЛЮМ або ОИ-18; для проведення фазового аналізу руд методом відбитків та для визначення ізоморфних домішок – ЛОР, ЛРЭ; для мікрофотографування – насадки типу МНФ. Крім вищеназваних приладів, для визначення коефіцієнта відбиття, кольору та двовідбиття використовується тіньовий клин Волинського ОКФ-1; для проведення кількісного геометричного аналізу руд існують інтеграційні столики конструкції Андіна – ІСА та пуш-інтегратори системи Глаголєва.

Цей перелік апаратури та устаткування не є вичерпним; для визначення магнітних властивостей, електропровідності та здійснення якісних хімічних реакцій застосовуються різні прилади, лабораторний посуд та матеріали, списки яких можна знайти в довідниках і посібниках.

Студенти повинні знати методику виготовлення полірованих шліфів (аншліфів) та основні вимоги до полірованих шліфів. Необхідно згадати, що основними абразивними матеріалами є карбід кремнію (карборунд), електрокорунд, корунд природний, наждак. Слід знати сертифікацію абразивного матеріалу та розмірність, методику відбору зразків для виготовлення полірованих шліфів, етапи виготовлення аншліфів: підготовку, шліфування, доведення, полірування (полірувальний матеріал – оксиди хрому, алюмінію, заліза). Потрібно засвоїти правила зберігання та поводження з аншліфами, монтування аншліфів. Для мінераграфічних досліджень можна використовувати також без рельєфні аншліфи, прозоро-поліровані шліфи, виготовлені з дробленого рудного матеріалу, а також поліровані штуфи.

Завдання для самостійної підготовки та лабораторні вправи

1. Ознайомитися з описом і конструкцією мікроскопів та іншої апаратури, яка є в мінераграфічній лабораторії.
2. Виконати вправи з установки мікроскопів та освітлювальної апаратури.
3. Виконати установку та регулювання опак-ілюмінатора. Вивчити дію призми (скляної пластинки), лінз, діафрагм опак-ілюмінатора.
4. Ознайомитися з набором об'єктивів та окулярів, котрі входять до комплекту мікроскопів.
5. Випробувати та навчитися користуванню масляно-імерсійними об'єктивами з масляною імерсійною рідиною.
6. Ознайомитися з роботою порівняльного мікроскопа, мікротвердоміра.
7. Виготовити 3–5 аншліфів.

РОЗДІЛ IV
ОПТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ РУДНИХ МІНЕРАЛІВ

4.1. Вивчення відбивної здатності мінералів та методів їх визначення

Потрібно згадати, що полірована поверхня будь-якого мінералу здатна відбивати певну кількість світла, яка на неї падає. Ця властивість спостерігається без аналізатора. При вивченні аншліфів необхідно впевнитися в тому, що рудні мінерали інтенсивно відбивають світло і мають світлий та яскравий вигляд. Жильні та породоутворювальні мінерали відбивають мало світла і здаються сірими, темно-сірими. Яскравість рудних мінералів в аншліфах неоднакова [7, 18, 21].

Відбиття рудного мінералу являє собою відношення відбитого світла (J_r) до світла яке падає (J_0) і визначається коефіцієнтом відбиття (R):

$$R = \frac{J_r}{J_0} \cdot 100\%$$

Коефіцієнт відбиття R залежить від показників заломлення мінералу і середовища між мінералом і лінзою (повітря або імерсійне масло). Для ізотропних і анізотропних мінералів величина R вираховується за формулою Френеля:

$$R = \frac{(n - n_n)^2}{(n + n_u)^2} \quad \text{або} \quad R = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2}$$

де n – показники заломлення мінералу, n_u – показник заломлення середовища (в повітрі – n_u=1, в кедрову маслі – n_u=1,516)

Для ізотропних абсорбуючих мінералів застосовується формула Бера:

$$R = \frac{(n - n_u)^2 + K_2}{(n + n_u)^2 + K_2}$$

де K – показник поглинання мінералу

Найвищими показниками відбиття характеризуються самородні метали, арсеніди, антимоніди з R 50–60%, меншими – сульфіди з R 30–60%, оксиди і силікати з R 4–10–30% (табл. 2).

Потрібно розібратися в суті цього явища, розглянути взаємозв'язок показника відбиття, заломлення та коефіцієнта поглинання (формула Френеля) для прозорих та непрозорих мінералів. Методи визначення відбивної здатності можуть бути об'єктивними і суб'єктивними. На відбивну здатність впливають такі фактори: якість поліровки мінералу (для вивчення потрібно вибирати зерна мінералів без тріщин, подряпин, заглибин), колір (яскраво забарвлені мінерали потрібно вивчати

за допомогою відповідних світлофільтрів), анізотропія мінералів (відбиття змінюється зі зміною орієнтації зерен і тому величину відбиття потрібно оцінювати за найбільш яскравими і світлими зернами), зміна хімічного складу мінералів (ізоморфні домішки хімічних елементів). Необхідно продивитися набір еталонів для виміру та ознайомитися із систематикою мінералів за відбивною здатністю. Для вивчення відбивної здатності використовують порівняльні мікроскопи, мікрофотоміри з фотоелементами, фотометричний окуляр системи І.С. Волинського.

Таблиця 2

Відбивна здатність деяких мінералів, %

Мінерали	Формула	Клас	Відбивна здатність
Срібло самородне	Ag	метал	95,0
Золото самородне	Au	- ″ -	83,0
Мідь самородна	Cu	- ″ -	81,0
Вісмут самородний	Bi	- ″ -	62,0
Пірит	FeS_2	сульфід	53,0
Арсенопірит	FeAsS	сульфоарсенід	53,0
Нікелін	NiAS	арсенід	50,0
Вісмутин	Bi_2S_3	сульфід	48,0
Галеніт	PbS	- ″ -	43,0
Антимоніт	Sb_2S_3	- ″ -	40,0
Кіновар	HgS	- ″ -	25,0
Ауріпігмент	As_2S_2	- ″ -	23,0
Магнетит	Fe_3O_4	оксид	21,0
Ільменіт	$FeTiO_3$	- ″ -	18,0
Сфалерит	ZnS	сульфід	18,0
Повеліт	$CaMoO_4$	оксид	11,0
Шеєліт	$CaWO_4$	оксид	10,0
Кварц	SiO_2	оксид	4,5

4.2. Визначення кольору мінералів у відбитому світлі

Слід добре засвоїти, що колір мінералу у відбитому світлі залежить від показника заломлення або дисперсії відбиття, котрі також є важливими діагностичними ознаками. Якщо мінерал для певної довжини хвилі має більшу величину відбивної здатності, ніж для інших хвиль монохроматичного світла, то цей мінерал у відбитому світлі буде мати колір або відтінок, відповідний характерній хвилі.

Як правило, колір досліджуваного мінералу порівнюється з кольором еталонів. С.А. Юшко [21] запропонувала деякі мінерали як еталони: білий – галеніт, світло-сірий тенантит, сірий – сфалерит, кремовий – піротин, жовтий – халькопірит, кремово-рожевий – нікелін, синій –

ковелін. Усі мінерали можна поділити на дві групи: I) незабарвлені та слабко забарвлені; 2) яскраво забарвлені. При визначенні кольору мінералу у відбитому світлі після установки мікроскопа виключають аналізатор, добре центрують освітлення мікроскопа, широко розкривають обидві діафрагми, встановлюють слабкі об'єктиви. Для анізотропних мінералів, котрі мають двовідбиття, колір мінералів у різних перерізах може бути неоднаковий.

Колір поверхні у відбитому світлі зумовлений дисперсією відбиття. Показник заломлення, коефіцієнт поглинання та коефіцієнт відбиття досліджуваного мінералу можуть змінюватися залежно від довжини хвилі монохроматичного світла, яке падає на аншліф. Це явище називається дисперсією оптичних констант. Виділяються два основні типи дисперсії. Для першого типу характерне зменшення значень оптичних констант зі збільшенням довжини хвилі світла. У другому випадку значення коефіцієнтів відбиття зростають зі збільшенням довжини хвилі. Досліди з вивчення оптичних властивостей рудних мінералів дозволили виділити 12 типів спектрів відбиття рудних мінералів [7, 11]. Для віднесення мінералів до певною типу на практиці вимірюють спектр відбиття у видимому діапазоні. Спектр відбиття – сукупність абсолютних значень коефіцієнта відбиття мінералів для різних довжин світлових хвиль.

Дисперсія коефіцієнта відбиття зумовлює колір рудних мінералів, який спостерігається в полірованих шліфах, оскільки кольоровий відтінок у першому наближенні відповідає тій частині спектра, де проявляється найбільше відбиття. Існують колорометричні методи аналізу спектрів відбиття, що дозволяють встановити взаємозв'язок між дисперсією відбиття та зоровим сприйманням кольору мінералу. Результати вимірів відбиття у видимій області після нескладної математичної обробки можуть бути представлені у вигляді тривимірної системи кольорових координат X, Y, Z, де координата X відповідає кольору, Y – насиченості, а Z - яскравості (Х. Філер, 1967). Якщо величину Z прийняти як постійну, то діаграма буде мати простий вигляд.

4.3. Вивчення двовідбиття та його кольорового ефекту

У рудній мікроскопії з використанням поляризованого світла проводяться дослідження оптичних властивостей мінералів при одному ніколі, при перехрещених та неповністю перехрещених ніколях. За ортоскопічного ходу променів ізотропні мінерали темні, майже чорні і не просвітлюються при обертанні столика мікроскопа. При коноскопічному ході променів спостерігаються характерні для ізотропних мінералів поляризаційні фігури.

При коноскопічних спостереженнях анізотропних мінералів необхідно враховувати обертання, зумовлено анізотропією. Аналіз оптичних властивостей рудних мінералів у світлі, що сходиться, потрібно широко

використовувати для розпізнавання ізотропних та анізотропних мінералів. Студентам необхідно згадати кристалооптику (лабораторні заняття з петрографії), а також те, що двовідбиття – характерна властивість анізотропних рудних і жильних мінералів, яка спостерігається з поляризатором при обертанні столика мікроскопа на 360°. Двовідбиття рудних мінералів визначається якісно та кількісно, відрізняється за інтенсивністю (сильне і слабке). Сильне двовідбиття мінералу спостерігається в повітрі з об'єктивами малого збільшення і характеризується різною яскравістю, рідше – кольоровим ефектом (молібденіт, ковелін). Слабке двовідбиття спостерігається тільки в агрегаті різноорієнтованих зерен досліджуваного мінералу (в імерсії) з об'єктивами малого збільшення.

Чисельно двовідбиття виражається різницею головних показників відбиття мінералу: $\Delta R = R_g - R_p$. Наприклад, абсолютне значення ΔR для:

- молібденіту (MoS_2) – 44–15=29%
- антимоніту (Sb_2S_3) – 44–30=14%
- графіту (C) – 23–4=19%
- ковеліну (CuS) – 20–5=15%
- кальциту ($CaCO_3$) – 6–2=4%

І.С.Волинський запропонував використовувати відносну величину двовідбиття, яка характеризує ступінь оптичної анізотропності мінералу:

$$\Delta R_{відн.} = [(R_g - R_p)/R_g] \cdot 100\%$$

У мінералів з $\Delta R_{відн.} \approx 5\%$ (кварц, барит) двовідбиття в повітрі не замічається, $\Delta R_{відн.} \approx 10–15\%$ (гематит – Fe_2O_3, джемсоніт – $Pb_4Fe[Sb_3S_7]_8$ – слабе відбиття, $\Delta R_{відн.} \approx 30\%$ (антимоніт, кальцит) – сильне двовідбиття, $\Delta R_{відн.} \approx 45–70\%$ (молібденіт, графіт, валеріїт – $Cu_3Fe_4S_7 \cdot (Mg, Al)(OH)_2$ – виключно сильне двовідбиття.

Явище анізотропії є основною якісною діагностичною ознакою. В ортоскопічному ході променів при обертанні анізотропного зерна через кожні 90° спостерігаються чотири положення мінімуму інтенсивності відбитого світла. Явище анізотропії можна спостерігати також при частковому перехрещенні положень погасання. Ці положення називають діагональними. У діагональних положеннях (поворот на 45°) мінерал буде прояснюватися. Таким чином, при повному обертанні столику мікроскопа анізотропний мінерал чотири рази погасне і проясниться. Інтенсивність світла, яке пройшло через аналізатор, залежить від основних показників заломлення і поглинання (абсорбції) даного розрізу мінералу. Дисперсія оптичних констант призводить до того, що інтенсивність світла, яке пройшло через аналізатор, для різних променів відрізняється. Унаслідок цього в діагональному положенні зерно здається забарвленим у той чи інший колір; це – кольоровий ефект анізотропії, характерна діагностична ознака багатьох анізотропних рудних мінералів (арсенопірит, піротин та ін.). У перехрещених ніколях у деяких мінералах чітко спостерігаються двійникування та зональна будова.

За інтенсивністю ефекту поляризації анізотропні мінерали поділяються на три групи:

1) сильно анізотропні мінерали – ефект анізотропії спостерігається в монокристалах при обертанні столика мікроскопу (молібденіт – MoS_2, графіт (C), антимоніт – Sb_2S_3, ковелін – CuS, піротин – FeS);
2) чітко анізотропні мінерали – ефект анізотропії спостерігається в агрегаті різноорієнтованих зерен (вольфраміт – $(Fe, Mn)WO_4$, кіновар – HgS, буланжеріт – $Pb_5Sb_4S_{11}$, каситерит – SnO_2, ільменіт – $FeTiO_3$);
3) слабо анізотропні мінерали – показують ефект анізотропії тільки в агрегаті різноорієнтованих зерен, особливо при спостереженні в імерсії (халькопірит – $CuFeS_2$, бурноніт – $PbCuSbS_3$).

При спостереженні явища анізотропії необхідно враховувати такі фактори: спостереження проводяться без світлофільтра; спочатку необхідно перевірити установку мікроскопа за допомогою дуже анізотропного мінералу (наприклад, антимоніту); спостереження необхідно проводити на кількох зернах, оскільки деякі розрізи мінералів різних сингоній будуть здаватися ізотропними; у більшості напівпрозорих мінералів явище анізотропії замасковується внутрішніми рефлексами; через часткову еліптичну поляризацію відбитого світла погасання буває неповним, що спостерігається і в ізотропних мінералах, котрі мають високі значення відбивної здатності і коефіцієнти поглинання (мідь, золото, срібло та ін.).

Більш якісному вивченню ефектів двовідбиття та анізотропії, інтенсивності і кольору внутрішніх рефлексів сприяє використання імерсійних рідин і об’єктивів. Імерсійна рідина (кедрове масло з показником заломлення n = 1,516 або гліцерин – n = 1,500) розміщується на полірований шліф перед фронтальною лінзою об’єктиву.

Колір мінералу при спостереженні в імерсії більш ярко виражений, чітко розрізняються відтінки: наприклад у тенантиті ($Cu_{12}As_4S_{13}$) добре спостерігається зеленуватий відтінок, тетраедриті – $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, синій, коричневий у ковеліні. Використання імерсії полегшує можливість застосовувати основну формулу оптики відбитого світла – формулу Бера. Після роботи з імерсією необхідно лінзу об’єктиву і поліровану поверхню шліфа протерти чистою м’якою тряпочкою або ватою, які змочені в спирті.

4.4. Визначення кольору внутрішніх рефлексів

Спостереження оптичних явищ у відбитому світлі, яке сходиться (коноскопічному), детально описано в багатьох навчальних посібниках та підручниках. Нижче викладено спостереження при коноскопії відбитого світла [12]. Застосовуючи об'єктиви великих збільшень, лінзу Бертрана чи тубус з точковим отвором, отримуємо явища при коноскопії відбитого світла в ізотропних та анізотропних мінералах.

В ізотропних мінералах:

- при строго перехрещених ніколях з'являється чорний хрест, який не зникає при обертанні столика мікроскопу;
- при повороті аналізатора (поляризатора + в мікроскопі МІН-9) чорний хрест розпадається на дві гіперболи, що розходяться в боки за діагональними напрямками поля зору;
- у багатьох мінералах гіперболи в білому світлі характеризуються також кольоровими смужками.

В анізотропних мінералах:

- у положенні повного погасання мінералу при коноскопії відбитого світла з'являється чорний хрест;
- при повороті столика на 45° у будь-яке з двох положень максимального прояснення чорний хрест розпадається на дві гіперболи, які розходяться вздовж діагоналі поля зору на певну для даного мінералу відстань;
- у багатьох мінералах гіперболи в білому світлі також характеризуються кольоровими смужками.

Ці поляризаційні фігури зовні дуже схожі з коноскопічними фігурами в прохідному світлі, однак причини їх появи зовсім інші [12].

У прозорих і напівпрозорих мінералах при перехрещених ніколях чи косому освітленні спостерігаються своєрідні світлові відблиски – внутрішні рефлекси. Вони ж проявляються в деяких рудних мінералах і є для них діагностичними ознаками. З фізичної точки зору колір внутрішніх рефлексів характеризує початок поглинання хвиль, тобто ту область спектру, де прозорість мінералу різко падає, а значення R зростає. Фотометричні дослідження внутрішніх рефлексів дозволяють приблизно оцінити ширину забороненої зони E_g рудного мінералу – одну з фундаментальних констант твердих тіл. Як відомо, для прозорих мінералів ширина забороненої зони Eg ≈ 3еВ, для напівпрозорих і непрозорих ширина Eg ≤ 3еВ, причому по мірі зменшення значення Eg інтенсивність внутрішніх рефлексів знижується і змінюється забарвлення.

Характерні кольори внутрішніх рефлексів напівпрозорих мінералів:

- азурит – синій;
- ауріпігмент – лимоново-жовтий;
- алабандин – темно-зелений;
- гаусманіт, танталіт, піраргірит –густо кров’яночервоний;
- гетит, рутил – від світло-жовтого до темно коричневого;
- колумбіт, прустит, кіновар – світло-кров’яночервоний;
- купріт, гематит, манганіт - кров’яночервоний;
- лімоніт – жовто-темно бурий;
- малахіт – трав’яно-зелений;
- реальгар – червоно-жовтий;
- сфалерит, вюртцит, каситерит – від білого до коричневого;
- франклініт – темно червоний;
- хроміт – жовто-бурий;

Внутрішні рефлекси не проявляються в мінералах з аномальною ди-

сперсією відбиття, відсутні вони і в мінералах з відбивною здатністю понад 44% (більше, ніж у галеніту). Безбарвні внутрішні рефлекси зустрічаються головним чином серед нерудних прозорих мінералів з відбивною здатністю 5–10%. Колір внутрішніх рефлексів подібний до кольору мінералу, який спостерігається в штуфах або до кольору його порошку.

У напівпрозорих мінералах внутрішні рефлекси проявляються слабко і спостерігаються з певними труднощами. Однак їх можна виявити в порошку при перехрещених ніколях, у косому світлі або в маслі. За інтенсивністю прояву внутрішніх рефлексів мінерали поділяються на три групи:

- внутрішні рефлекси відсутні – головним чином це група непрозорих рудних мінералів з відбивною здатністю понад 44% та мінерали, які мають чітко виражений колір у відбитому світлі (борніт, нікелін, піротин, халькопірит);
- слабкі внутрішні рефлекси – група напівпрозорих рудних мінералів з відбивною здатністю 10–44% (вольфраміт, гематит, тенантит), для цих мінералів вивчають порошок або препарат в імерсії;
- сильні внутрішні рефлекси – група напівпрозорих мінералів з відбивною здатністю 18–30% та прозорих мінералів з відбивною здатністю менше 18% (кіновар, куприт, аурипігмент, реальгар, сфалерит, магнетит, азурит).

Завдання для самостійної підготовки та лабораторні вправи

1. Ознайомитися з таблицями рудних мінералів М.П. Ісаєнко та С.А. Юшка.
2. Відрегулювати для визначення відбивної здатності мікроскоп та іншу апаратуру.
3. Виконати порівняння відбивної здатності мінералів еталонної колекції (самородна мідь, пірит, галеніт, буланжерит, гематит, сфалерит, кварц та ін.).
4. Використовуючи еталонну колекцію, порівняльний мікроскоп та інше обладнання, приступити до контрольного визначення відбивної здатності мінералів у рудах або в запропонованих навчальних зразках.
5. Вивчити колір мінералів у відбитому світлі, визначити фізичний зміст цього явища.
6. Вивчити яскраво забарвлені еталонні мінерали.
7. Ознайомитися з кривими дисперсії відбитого світла та методами їх побудови.
8. Засвоїти умови, які впливають на сприймання оком кольору мінералів у відбитому світлі.
9. Визначити дисперсію коефіцієнта відбиття колориметричним методом. Ознайомитися з іншими методами визначення кольору мінералів.
10. Вивчити двовідбитгя в еталонних аншліфах.
11. Вивчити анізотропію в перехрещених ніколях. Засвоїти специфіку виявлення кольорового ефекту анізотропії.
12. Перевірити двовідбиття та явище анізотропії на еталонних зразках.
13. Вивчити оптичні явища в коноскопічному відбитому світлі.
14. З'ясувати причини появи поляризаційних фігур в ізотропних та анізотропних мінералах.
15. Виміряти видимий кут обертання та його дисперсію. Видимий кут обертання як міра сили ефекту анізотропії.
16. Вивчити внутрішні рефлекси та їх суть, залежність від відбивної здатності.
17. Перевірити колір внутрішніх рефлексів в еталонних мінералах.

РОЗДІЛ V
ФІЗИЧНІ ТА ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ

5.1. Вивчення твердості рудних мінералів

Студентам необхідно засвоїти, що в мінераграфії твердість рудного мінералу – це здатність його полірованої поверхні чинити опір при дряпанні, шліфуванні та мікровдавлюванні [10, 13] Мінералам властива неоднакова твердість у різних кристалографічних напрямках. Існують два методи визначення твердості – якісний (відносний) та кількісний (абсолютний). Якісне визначення твердості завжди є приблизним У мінераграфічній практиці визначення твердості проводиться шляхом дряпання стальною (швацькою) та мідною голками, за характером рельєфу, якістю полірованої поверхні і за абразивними штрихами. За характером рельєфу можна визначити мінерали, що мають близьку твердість (сфалерит–халькопірит, борніт–халькопірит, сфалерит–піротин). При піднятті тубуса мікроскопу ясна лінія пересувається від мінералу більш твердого до мінералу більш м’якого і навпаки. Метод визначення мінералу за ясною лінією цінний тим, що дозволяє визначити твердість мінералів у найдрібніших зернах (0,001-0,001 мм).

Характер полірованої поверхні різний для різних мінералів і залежить головним чином від їх твердості, крихкості, спайності. Більш тверді мінерали мають нерівну, жорстку поверхню, на якій помітні ямки і глибокі незаполіровані штрихи (пірит, каситерит, хроміт). Краще від інших поліруються мінерали середньої твердості (сфалерит, халькопірит, блякла руда). Мінерали, які мають досконалу спайність (галеніт) виявляють під мікроскопом характерні трикутні ямки («трикутники викришування»), які утворюються внаслідок викришування осколків мінералу по спайності (рис. 11).

Рис. 11. Трикутники викришування в галеніті

Якщо твердість мінералу нижча, ніж у голки, на полірованій поверхні утворюється подряпина. У багатьох діагностичних таблицях мінерали за твердістю розбиваються на три групи:

- низької твердості (нижче 3) – кресляться мідною голкою;
- середньої твердості (3–5) – кресляться сталевою і не кресляться мідною голкою;
- високої твердості (більше 5) – кресляться з труднощами або не кресляться взагалі стальною голкою.

І.С.Волинський запропонував метод визначення твердості мінералів за рельєфом і поділив мінерали на сім груп за висотою відносного рельєфу в полірованих шліфах (при виготовленні шліфа мінерали неоднакової твердості стираються з різною інтенсивністю).

Слід зазначити, що твердість мінералу за рельєфом не завжди може бути визначена в приховано-кристалічних та аморфних агрегатах, таких, наприклад, як агрегати оксидів заліза та марганцю.

Твердість або мікротвердість полірованої поверхні може бути визначена під мікроскопом шляхом вдавлювання алмазної пірамідки при певних навантаженнях. Це і є кількісний вимір твердості методом мікровдавлювання (рис. 12).

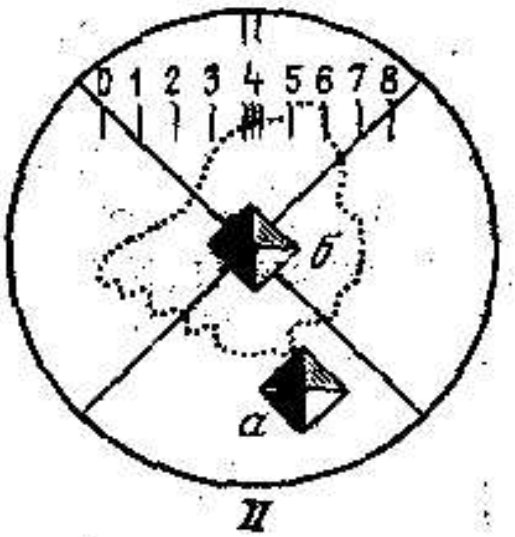


Рис. 12. Фігури вдавлювання алмазної піраміди на приладі ПМТ-3

Необхідно засвоїти, що мікротвердість – одна з головних констант для діагностики мінералів. Вимірюють мінімальні, максимальні та середні величини мікротвердості й вираховують середні значення. Форма і якість фігур вдавлювання також відрізняються. Для визначення мікротвердості застосовують мікротвердометр ПМТ-3. Будова цього приладу і методика роботи на ньому детально описані в роботах Г.А. Ільїнського [10] та С.І. Лєбєдєвої [13]. При кожному визначенні мікротвердості алмазна пірамідка вільно заглиблюється в зерно мінералу і витримується протягом деякого часу. Потім вимірюється величина діа-

гоналі відбитку пірамідки, і за цими даними визначається мікротвердість при даному навантаженню. Величина твердості вдавлювання виражається відношенням навантаження (Н) до площі поверхні відбитку (мм^2). На мікротвердість впливають численні фактори. До них відносяться величина вимірюваного зерна, наявність ізоморфних домішок у мінералі, анізотропія твердості мінералів з родовищ різного генетичного типу, явище векторіальності твердості та ін.

5.2. Вивчення магнітних властивостей мінералів

Магнітність – властивість, яка характерна для невеликої групи рудних мінералів. До числа сильно магнітних мінералів відносяться: самородне залізо, магнетит, піротин, поліксен, кубаніт, реньєрит та ін. Досить піднести до магнітного мінералу магнітну стрілку, як вона починає притягуватися або коливатися. Намагнічена стальна голка притягує порошок мінералу при дряпанні полірованої поверхні.

Т.С. Дубинко та Н.Д. Вєтошкін [9] запропонували використовувати магнітний порошок для вивчення магнітних мінералів, їх агрегатів або включень у немагнітних мінералах. За допомогою магнітної порошкографії зручно відрізняти немагнітні мінерали від слабомагнітних, але подібних у відбитому світлі (троїліт – піротин, магнетит – маггеміт, моноклінний піротин – гексагональний піротин та ін.). Метод застосовується також для вивчення структур розпаду з магнітними мінералами (магнетит + ільменіт, піротин + пентландит). Фігури осідання магнітного порошку на магнітних мінералах можна фотографувати.

Для роботи з імерсією використовують спеціальні імерсійні рідини та імерсійні об'єктиви, які розраховані на використання цих імерсійних рідин. Між фронтальною лінзою об'єктива та полірованим шліфом розміщують краплину імерсійної рідини (як правило використовують кедрову олію з показником заломлення 1.516). При застосуванні імерсії збільшується чіткість зображення, оскільки зростає показник заломлення середовища між об'єктивом та полірованим шліфом. Використання імерсії сприяє також додатковому поглибленому вивченню оптичних властивостей мінералів.

5.3. Електричні властивості мінералів

Електричні властивості мінералів (питома електропровідність або питомий опір і термоелектрорушійна сила – ТЕРС) є типоморфними характеристиками рудних мінералів, особливо мінералів, що мають напівпровідникові властивості. До них відносяться сульфіди, сульфосолі, арсеніди, деякі оксиди (всього 66 мінеральних видів). Електропровідність цих мінералів складає 10^4–10^{-8} Ом/м. Як правило, вони є

домішковими напівпровідниками, які містять понад 10^{-6} масових часток відсотку ізоморфних домішок. Електричні властивості визначаються хімічною природою домішкових іонів, їх концентрацією і способом закріплення в комірці кристала. Напівпровідники можуть мати як електронну, так і діркову провідність; перші прийнято називати напівпровідниками n-типу (з негативними зарядами або електронною провідністю), а другі – напівпровідниками p-типу (з позитивними зарядами або дірковою провідністю).

Провідність напівпровідників n- та p-типу в кристалах виникає під дією домішок. Елементи-домішки, що зв'язують електрони, називаються акцепторами, а ті, що віддають електрони, – донорами. Визначення донора або акцептора залежить від кількості валентних електронів домішкового елемента. Якщо число валентних електронів менше ніж у заміщуваного атома, то він стає акцептором, якщо більше – донором. При відхиленні від стехіометрії надлишок одного з основних компонентів також є донором (надлишок катіону) або акцептором (надлишок аніону). Для кожного мінералу є характерним певний комплекс електроактивних (донорних або акцепторних) домішок: у піриті – Co^{2+} і Ni^{2+} (донори), As^{3-} (акцептор); у галеніті – Bi^{3+} (донор), Ag^{5+} (акцептор); у халькопіриті – Zn^{2+}, надлишок Fe^{2+} і Cu^{2+} (донори), Ag^{5+} і As^{3-} (акцептори).

У більшості сульфіди характеризуються змішаною провідністю, тому їх термоелектричний потенціал може бути негативним (переважає електронна провідність) і позитивним (переважає діркова провідність). Одним із способів визначення знака зарядів, які переносять струм у напівпровіднику, є дослідження термоелектрорушійної сили (ТЕРС), котра виникає через різницю потенціалів між гарячим і холодним металевими контактами в напівпровіднику. Величина ТЕРС залежить у першу чергу від природи самого сульфіду та від його мінерального виду. Разом з тим експериментально доведено, що один і той же сульфід може мати різний термоелектричний потенціал залежно від присутності в ньому сторонніх атомів та інших дефектів кристалічної структури. З геологічної точки зору безумовний інтерес викликає з'ясування ступеня впливу різних факторів на термоелектричний потенціал та інші напівпровідникові властивості сульфідів з метою розкриття умов рудоутворення. Можна припустити (за аналогією з досвідом технології виготовлення напівпровідникових матеріалів), що мінерали, які утворилися в однакових умовах, мають характеризуватися подібними термоелектричними та іншими напівпровідниковими властивостями. Іншими словами, визначаючи величину і знак ТЕРС сульфідів-напівпровідників, можна одержати інформацію про умови рудоутворення. Крім цього, за коефіцієнтом ТЕРС вивчають розподіл домішок в окремих мінералах чи агрегатах з різних генетичних типів родовищ. Спостерігається також залежність між послідовністю відкладання сульфідів та знаком ТЕРС.

5.4. Макро- та мікрорадіографія

Макрорадіографічний метод використовується для діагностики та для вивчення структурно-текстурних особливостей радіоактивних мінералів і руд. Для здійснення радіографії застосовують лист рентгенівської плівки, яку кладуть у темряві на гладку поверхню. До плівки щільно притискають досліджувані препарати (шліфи, аншліфи, пришліфовки). На плівці методом "засвічування" відмічають контури і номери препаратів для подальшого порівняння радіографій та препаратів, з яких вони одержані. Після цього плівку з накладеними препаратами поміщають у світлонепроникний ящик для експозиції. Час експозиції залежить від радіоактивності мінералів і коливається від кількох годин до кількох діб. Після закінчення цього терміну препарати акуратно знімають з плівки, яку потім (в абсолютній темряві) проявляють і фіксують звичайним способом.

Мікрорадіографічний метод. За його допомогою можна здійснювати якісну та кількісну характеристики, а також визначати природу радіоактивності дрібних зерен мінералів безпосередньо в породі, у прозорих чи полірованих шліфах без кропіткого, а часто і неможливого спеціального виділення мінералів.

На одержаних за допомогою цього методу мікрорадіографіях фіксуються сліди пробігу α-частинок у товстому емульсійному шарі спеціальної фотопластинки. Ці сліди мають вигляд штрих-треків різної густини (залежно від концентрації випромінювача в мінералах, часу експозиції та, частково, розмірів радіоактивних утворень). Оскільки максимальна довжина пробігу α-частинок найбільшої енергії Li, Be в емульсії – 50 мкм, то вивчення мікрорадіографії провадиться під мікроскопом (як і шліфів, з яких вони зроблені) при збільшенні в 50–500 раз. Для виготовлення мікрорадіографії використовують спеціальні товстошарові пластинки типу А-2 з товщиною емульсійного шару 50–60 мкм. Емульсія цих пластинок чутлива тільки для λ-випромінювання.

Час експозиції визначається вмістом радіоактивних елементів у мінералах, а також призначенням радіографії залежно від того, проводиться вона для якісних чи кількісних досліджень.

Для кількісного вивчення потрібно давати таку експозицію, щоб кількість слідів λ-частинок (на площі 0,02 мм^2 пластинки) була не більшою кількох десятків, інакше їх підрахунок буде ускладнений. Залежно від вмісту радіоактивного елемента в мінералі експозиція має бути такою: 45–70% – 20 хв., 15–20% – 1 год., 5–10% – 2 год., 0,5–1% – 5 год. При подальшому зменшенні кількості урану експозицію потрібно збільшувати (до кількох діб).

Для якісного вивчення експозиція збільшується в 5–10 разів і більше порівняно з такою для якісного аналізу і складає кілька діб. Так, для ти-

сячних часток відсотка радіоактивного елемента в породі експозиція має бути 10–20 діб. Якісне вивчення мікрорадіографії простіше проводити при збільшенні в 50–100 разів. Радіографію за допомогою двох маленьких шматочків пластиліну приклеюють до шліфа і поміщають їх разом під мікроскоп. Піднімаючи чи опускаючи тубус мікроскопа, ми спостерігаємо ділянки шліфа (руди) та одержані з них радіографії. Густину слідів треків α-частинок над окремими мінеральними зернами, форми і розміри ділянок з різною кількістю слідів добре видно під мікроскопом.

При кількісному вивченні мікрорадіографії підраховують кількість слідів на певній площі радіографії. Оскільки кількість слідів прямо пропорційна концентрації радіоактивного елемента, то розрахунок величини вмісту не є складною справою. Для пластинок А-2 кількість слідів α-частинок, що фіксуються від 1% вмісту урану на 1 мм^2 площі пластинки при експозиції 1 год. (q), є величиною постійною і дорівнює:

$$q = 46\text{-}48\ (\alpha\text{-частинок}) / (\text{мм}^2/\text{год}).$$

Потім залишається підрахувати кількість слідів α-частинок, зафіксованих на мікрорадіографії досліджуваних мінеральних зерен на певній площі підрахунку (мм^2). Розрахунок вмісту радіоактивного елемента (А) проводиться за формулою

$$A = \Sigma N / \Sigma S \cdot T \cdot q,$$

де, T – експозиція, год.; ΣS – площа ділянки (мм^2); ΣN – кількість слідів

Подібні розрахунки здійснюються для кожного радіоактивного мінералу, що вміщує різні концентрації радіоактивного елемента.

В основі методу визначення природи радіоактивності мінералів за їх мікрорадіографіями лежить різниця максимальних енергій і, отже, зафіксовані на пластинці довжини пробігу α-частинок в рядах урану і торію. Максимальні сліди пробігу в ряду урану будуть мати довжину не більше 42 мкм (близько 7см в повітрі); усі сліди більшої довжини відповідають ряду торію. При змішаній природі виявляються сліди різної довжини. Довжина слідів в мікрорадіографіях вимірюється за допомогою окуляр-мікрометра. Вимірюють сліди, тільки паралельні поверхні столика мікроскопу.

Вираховується кількість слідів. За мінімальну довжину приймається довжина 34,8 мкм. Число слідів довжиною 34,8–42,0 мкм – n_2, > 42,0 мкм – n_1.

Відношення урану і торію розраховується за формулою:

$$K = \frac{cTn}{Cu} = \frac{3.3}{n_2 / n_1 - 0.8}$$

при K=0,1–0,4 природа радіоактивності виключно уранова; при K=0,4–1,0 – змішана; при K > 1 – виключно торієва

5.5. Газово-рідкі включення в мінералах

Газово-рідкими включеннями у мінералах називаються мікропорції розчинів, котрі законсервовані всередині мінералу під час його кристалізації. Вони становлять собою замкнуті природні геохімічні багатокомпонентні мікросистеми, які характеризуються певними термодинамічними параметрами (Р-Т-Х) та відповідним агрегатним станом. За цими ознаками включення розподіляються на затверділі та залишково-магматичні (М), пневматолітові (газові) (Г) та гідротермальні (рідкі) (Р).

Затверділі включення – це частинки магматичного розплаву, що захоплені мінералом у процесі його кристалізації з магми. Включення затверділого розплаву є основою для визначення температури, складу та відносної глибини застигання магматичного розплаву. За агрегатним станом затверділі включення розплаву поділяються на аморфні (силікатного скла), розкристалізовані (кристалічнозернисті агрегати) та кристалофлюїдні (залишкових розплавів та ропи).

Пневматолітові (газові) включення – це такі включення в мінералах, в яких газова фаза займає понад 50% об'єму включення. Це порції газоподібних, часто некритичних розчинів, з малою питомою вагою. Газові включення поділяються на істотно-газові, газоводні та вуглекислі.

Гідротермальні (рідкі) включення становлять собою мікропорції водного розчину, які захоплені та законсервовані мінералом у процесі його росту. Краплини розчину в момент захоплення гомогенні, але пізніше, у зв'язку зі зміною зовнішніх умов, у ньому виділяється тверда речовина з чітко вираженою фазовою межею, тобто включення стають гетерогенними, дво-, три- та багатофазовими. Гідротермальні включення поділяються на три типи: водних справжніх розчинів, водновуглекислих та колоїдно-водних розчинів. Важливою ознакою включень є час їх утворення в процесі кристалізації мінералу. За їх просторовим розміщенням у кристалі та часом утворення включення поділяються на первинні (рис. 13) (сингенетичні), умовно-вторинні (субсингенетичні) (рис. 14) та вторинні (епігенетичні) (рис. 15).

Газово-рідкі включення в мінералах широко використовуються для визначення температури мінералоутворення. Найбільш розповсюдженим є метод гомогенізації. Він полягає в тому, що для визначення температури мінералоутворення газово-рідкі включення переводяться шляхом їх нагрівання з гетерогенного стану в гомогенний. При цьому температура гомогенізації включення приймається за мінімальну температуру його консервації мінералом-"господарем", тобто за температуру утворення мінералу, в якому знаходиться це включення.

Для дослідження методом гомогенізації широко застосовуються мікротермокамери в поєднанні з мікроскопом (МІН-8, МБІ-6, МБР).

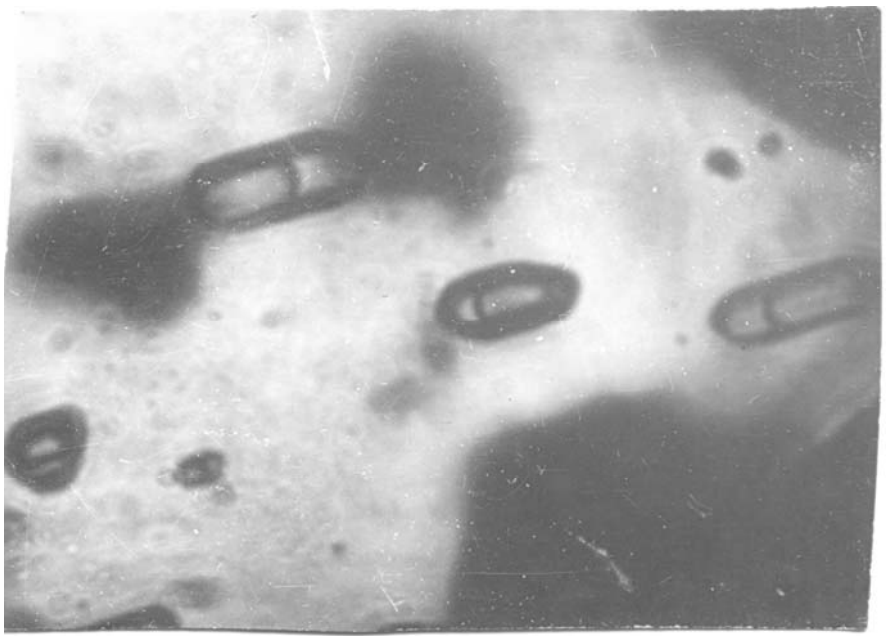


Рис. 13. Первинні включення в сфалериті. Нагольний кряж. $T_{гом}$. 300 ^{o}C. Збільшення в 175 раз.

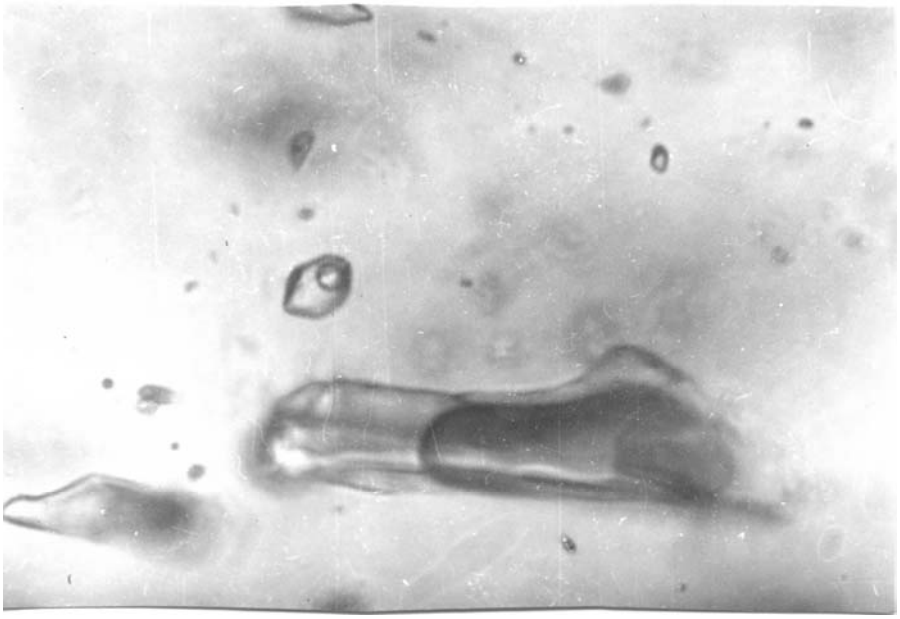


Рис. 14. Умовно-вторинні включення в сфалериті. Нагольний кряж. $T_{гом}$. 280°. Збільшення в 165 раз.

З'ясовано, що кристалізація будь-якого мінералу відбувається не при фіксованій температурі і справжня температура утворення не є температурною точкою. Кожний конкретний мінерал кристалізується в інтервалі температур "від" і "до". Тому необхідно визначати справжню температуру початку та справжню температуру кінця кристалізації.

Метод гомогенізації газово-рідких включень застосовується для визначення температурних умов утворення прозорих та напівпрозорих рудних і нерудних мінералів.

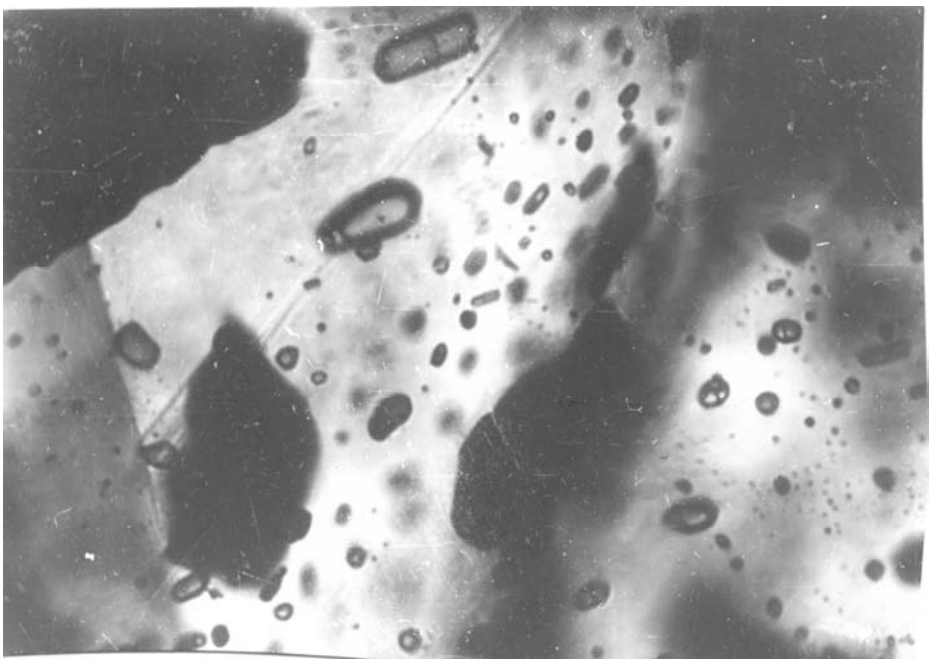


Рис.15. Вторинні включення в сфалериті. Нагольний кряж. $T_{гом}$. 235°. Збільшення в 220 раз.

Метод термозвукового аналізу (декрепітація) – це фіксація температури переходу газово-рідких включень з гетерогенного стану в гомогенний. При декрепітації температура, за якої розпочинається масове розтріскування включень, приймається за температуру утворення досліджуваного мінералу. Згодом з'ясувалося, що крім газово-рідких включень на розтріскування мінералів при нагріванні впливають й інші причини: включення мінералів-домішок, дефекти комірки кристалів, спайність мінералів, тріщинуватість, міцність.

Газово-рідкі включення – одна з головних причин декрепітації мінералів при нагріванні. Численні спостереження під мікроскопом з гомогенізації газово-рідких включень при нагріванні свідчать, що після заповнення вакуолі рідкою фазою при подальшому нагріванні в результаті підвищення тиску всередині включень з більшим або меншим запізненням настає руйнування з розтріскуванням стінок вакуолів. Найчастіше руйнуються двофазові включення розміром у соті частки міліметру. Дрібніші включення, що мають розміри кілька мікронів і особливо частки мікронів, руйнуються рідше або взагалі не вибухають. Руйнування істотно газових і газових включень відбувається за високих температур.

Тверді включення (мінерали-супутники) відрізняються за фізичними властивостями від мінералу-«господаря» і тому вони також можуть бути причиною декрепітації. Мінерали з досконалою спайністю (кальцит, флюорит, барит, вольфраміт, сфалерит) характеризуються інтенсивною декрепітаційною активністю.

Для декрепітометричних досліджень використовується декрепітограф (Д-1), який був виготовлений у мікротермобарометричній лабора-

торії МДУ і переданий до серійного виробництва. У цьому приладі реєструються звукові ефекти, що виникають при нагріванні мінералів. Є також прилади, в яких реєструються не звуки, а миттєві зміни тиску при розтріскуванні включень у вакуумі. Цей метод реєстрації руйнування включень називається термовакуумним.

5.6. Вивчення хімічних властивостей рудних мінералів

Фізичні та оптичні методи діагностики рудних мінералів є досконалими, але інколи потрібні додаткові дані, які можна отримати з допомогою мікрохімічних методів [19]. У першу чергу це відноситься до діагностичного травлення, яке дозволяє виявляти структури мінеральних агрегатів та внутрішню будову мінералів. Методика травлення ґрунтується на різній поведінці полірованої поверхні мінералів під дією хімічних реактивів певної концентрації: різних кислот, лугів, ціанистих сполук, солей та ін. Вона потребує застосування об'єктивів з великою фокусною відстанню, накладання реактиву у вигляді краплі піпеткою або скляною паличкою чи обробки аншліфа парами реактиву.

Спостереження за травленням мінералу здійснюється під мікроскопом з моменту поєднання краплі з поверхнею мінералу. При цьому фіксуються вплив парів реактиву; кипіння на поверхні мінералу; утворення плям і плівок; прояв структурних елементів. Структурне травлення дозволяє виявити внутрішню будову мінералу (двійники, зональність росту, фігури деформації, тріщини спайності, межі зерен) і внутрішню будову агрегатів – аллотріоморфнозерниста, ідіоморфнозерниста тощо.

Якісний мікрохімічний аналіз застосовується для визначення окремих хімічних елементів, які присутні у мінералі, а також для вивчення складу руд у цілому. Методом мікрохімії можна відрізнити мінерали, які подібні за оптичними та фізичними властивостями, наприклад, церусит і смітсоніт, тенантит і тетраедрит та ін. Для аналізу готується набір реактивів, котрі поділяються на розчинники та проявники. Розчинники втягують хімічний елемент з мінералу та переводять його в сполуку, зручну для подальшого визначення, а проявники використовуються в реакціях для відкриття хімічних елементів. Застосовуються рідкі та тверді реактиви. Для реакцій потрібне елементарне обладнання, перелік якого наводиться у відповідних посібниках та інструкціях. Якісний мікрохімічний аналіз здійснюється кристалоскопічним та краплинним методами, а також методами відбитків і забарвлення.

Кристалоскопічний метод ґрунтується на властивості очікуваного хімічного елемента утворювати нерозчинні осади з проявником [21]. Осади відрізняються формою та кольором кристалів.

Краплинний метод дозволяє відкривати хімічний елемент у краплі досліджуваного розчину при добавці краплі проявника за характерною

кольоровою плямою на фільтрувальному папері [19].

Метод відбитків ґрунтується на властивості хімічних елементів утворювати з проявником кольорові плями на фотопапері [11].

Фазовий мікрохімічний аналіз руд засновано на неоднаковій розчинності мінералів, котрі містять один і той же хімічний елемент, або на застосуванні різних проявників. За допомогою фазового аналізу визначається не тільки хімічний елемент, але й мінерал, який його вміщує [11].

Метод забарвлення, або плівковий, використовується для вивчення мінерального складу руд та рудовмісних порід. Хороші результати можуть бути отримані при дослідженні пришліфованих штуфів. У результаті реакцій забарвлення на поверхні мінералу утворюється кольорова плівка, котра виявляє структуру мономінеральних ділянок, будову кристалічних зерен та ін. [11].

Завдання для самостійної підготовки та лабораторні вправи

1. Вивчити шкалу твердості стандартних мінералів.
2. На колекційному матеріалі навчитися робити якісні визначення твердості методом креслення (дряпання).
3. Вивчити будову мікротвердометра ПМТ-3.
4. Провести визначення мікротвердості еталонних зразків та порівняння одержаних результатів з діагностичними таблицями.
5. Вивчити явище магнітності в сильно- та слабомагнітних мінералах.
6. Ознайомитися з методикою використання магнітної порошкографії.
7. Навчитися користуватися об'єктивами для роботи в імерсійних середовищах.
8. Простежити виникнення аномального забарвлення (наприклад, у ковеліні).
9. Ознайомитися з методикою вимірів величини ТЕРС сульфідів.
10. Вивчити ТЕРС деяких рудних мінералів-напівпровідників (пірит, арсенопірит, галеніт, халькопірит, піротин, магнетит).
11. Простежити взаємозв'язок термоелектричного потенціалу, мікротвердості та фотоелектричних властивостей мінералів.
12. Ознайомитися з методикою проведення макро- та мікрорадіографії.
13. Навчитися готувати проявник, фіксаж для одержання мікрорадіографії.
14. Ознайомитися з методикою визначення природи радіоактивності.
15. Засвоїти значення методів термобарометрії.
16. Вивчити класифікацію включень мінералоутворювальних флюїдів
17. Ознайомитися з апаратурою для термометричних досліджень (декрепітограф, мікротермокамера).
18. Зробити порівняльну характеристику температур утворення конкретних мінералів (сфалерит, кварц), одержаних методом гомогенізації та декрепітації.
19. Засвоїти значення мікрохімічних методів.
20. Вияснити суть діагностичного травлення. Провести травлення еталонних мінералів.
21. Вияснити суть структурного травлення. Шляхом проведення травлення вивчити в колекційних зразках структурні особливості.
22. Ознайомитися з якісним мікрохімічним аналізом та методикою його здійснення.
23. Виконати визначення окремих хімічних елементів у досліджуваних мінералах.

РОЗДІЛ VI
ПАРАГЕНЕТИЧНІ АСОЦІАЦІЇ І СТРУКТУРНИЙ АНАЛІЗ РУД

6.1. Кристаломорфологічні особливості і типоморфні асоціації рудних мінералів

Форма мінеральних індивідів та їх внутрішня будова визначаються кристаломорфологічними особливостями мінералів. При діагностиці мінералу потрібно спостерігати форму, внутрішню будову його зерен, тверді включення в ньому та співвідношення з іншими мінералами.

Форма кристалів (розріз зерен) є типоморфною ознакою і може бути використана при діагностиці мінералів. Кубічні мінерали, наприклад, можуть давати в розрізі прямокутники, рівносторонні або прямокутні трикутники. Мінерали правильної кристалографічної форми називаються ідіоморфними. Добре ограновані кристали та метакристали утворюють рудні мінерали з великою силою кристалізаційного росту та високою твердістю. Ці кристали та метакристали в перерізі мають ізометричну і видовжену форму. Ізометричні форми характерні для піриту, магнетиту, кобальтину, хроміту, уранініту та інших мінералів. Видовжені форми мають усі призматичні кристали (антимоніт, арсенопірит, вольфраміт та ін.); стовпчасті, жердин часті, таблитчасті або пластинчасті (молібденіт, гематит, кубаніт та ін.); голчасті (рутил, джемсоніт, гетит). Алотріоморфними називаються зерна неправильної форми (сфалерит, халькопірит, піротин та ін.).

Для цілої низки мінералів характерна коломорфна форма виділень: сферична, нирковидна, фестончаста (гетит, псиломелан, настуран, марказит, рідше халькопірит, пірит, сфалерит та ін.). Розкристалізовані колоїдні агрегати мають радіально-променисту будову у сферолітах та волокнисту – у прожилках. При перекристалізації мінералів утворюються кристалобласти лінзоподібної, пластинчастої та овальної форм. У результаті дроблення крихкі мінерали розпадаються на уламки та осколки. Внутрішній стан мінеральних індивидів проявляється в спайності, двійникуванні та зональній будові. Спайність виявляється після структурного травлення, при окисненні (наприклад, англезит по галеніту) або деформації (динамометаморфізмі). Вона спостерігається у вигляді однієї або кількох систем паралельних тріщин різного ступеня виразності. Може бути кілька систем тріщин залежно від кількості площин спайності та від орієнтації щодо них полірованої поверхні. При декількох напрямках спайності утворюються трикутні та чотирикутні фігури викришування (галеніт, сфалерит, пентландит, магнетит, алтаїт та ін.). Розрізняють прості двійники росту (антимоніт, станін, сфалерит,

халькопірит, марказит, магнетит, ільменіт, гематит та ін.) полісинтетичні, ґратчасті (бурноніт); двійники росту пластинчастої та веретеноподібної форми (крупнозернистий халькопірит, кубаніт, піротин, халькозин, самородний вісмут та ін.); двійники тиску (молібденіт, антимоніт, піротин, ковелін та ін.). Зональна будова деяких мінералів спостерігається досить часто (смальтин, кобальтин, каситерит, арсенопірит, пірит та ін.). У мінералах виявляють зональність росту навколо центрів кристалізації. Концентрично-зональна будова спостерігається в оолітових агрегатах (гетит, псиломелан, настуран та ін.). Тверді включення утворюються у процесі росту та розпаду твердого розчину: для сфалериту характерні краплеподібні включення халькопіриту, піротину, станіну; у титановмісному магнетиті спостерігаються зерна ільменіту у вигляді емульсій, пластинок і ґраток; у магматичному піротині відзначаються дрібні включення пентландиту.

Необхідно засвоїти, що в рудах встановлюються типоморфні мінеральні асоціації та парагенезиси. Вони визначають тип рудної формації родовищ корисних копалин.

Рудна формація – це група рудних покладів з подібними або близькими стійкими мінеральними асоціаціями, в межах однотипних геологічних структур. У рудній формації можуть бути одна або кілька типоморфних мінеральних асоціацій, що мають певні кількісні співвідношення.

Типоморфна мінеральна асоціація – це закономірне сполучення, група мінералів, котра утворилася спільно за певних геологічних та фізико-хімічних умов. У складі асоціації виділяються мінерали головні (понад 1%), другорядні (0,1–1%), рідкісні (0,01–0,1%) та дуже рідкісні (менше 0,01%). Серед даної асоціації можуть зустрічатися реліктові, метаморфічні та вторинні мінерали, які відносяться до інших асоціацій. Парагенетична мінеральна асоціація становить собою закономірне спільне знаходження двох або кількох мінералів, котрі відклалися одночасно в рівноважних умовах та утворюють зростання з прямими границями, рідше – з ознаками слабкої корозії одного мінералу іншим

Вивчення типоморфних мінеральних асоціацій має велике пошукове значення. У різних посібниках наведені типоморфні та парагенетичні мінеральні асоціації, які необхідно вивчати [21].

6.2. Визначення кількісного складу мінералів

Необхідно запам'ятати, що дані щодо розмірів мінеральних зерен та дані щодо кількісного вмісту мінералів у руді мають велике значення для подальшої обробки та збагачення руди, для вилучення корисних компонентів тощо.

Визначення розмірів зерен проводиться окуляр-мікрометром, який є в наборі окулярів кожного мікроскопу. Спочатку встановлюється ціна

поділок збільшення об'єктива та окуляра разом. Для цього використовується стандартний об'єкт-мікрометр – скляна та відполірована металічна пластинка, на які нанесено поділки в сотих частках міліметра. Для визначення ціни поділки окуляра об'єкт-мікрометр встановлюють замість шліфа на столику мікроскопа та підраховують, якій кількості поділок об'єкт-мікрометра дорівнює одна поділка окуляр-мікрометру. Бажано провести вимірювання й інших спеціальних окулярів: окуляра із сіткою, окуляра Гіршвельда тощо.

Необхідно пам'ятати, що кількісний мінералогічний склад руди може бути визначений і за допомогою хімічного аналізу. Однак останній потребує багато часу для перерахунків та отримання додаткових даних про всі мінерали досліджуваної руди. У практиці для швидкого одержання даних щодо кількісного мінералогічного складу руди використовують також метод стандартного препарату.

Планіметричний метод полягає в тому, що під мікроскопом у шліфі за допомогою квадратно-клітинкового окуляр-мікрометра вимірюють площі, які припадають на частку кожного мінералу окремо. За нерівномірного розподілу мінералів вимірювання проводиться на всій площі шліфа, а при рівномірному – на окремо вибраному полі шліфа. У ході вимірів шліф за допомогою полозків пересувають так, щоб межа нового, призначеного для підрахунку квадрата збігалася з межею попереднього. Чим більша площа шліфа покрита підрахунками, там точніше дані, що характеризують кількісний стан мінералів у шліфі. Підрахунки, як правило, проводяться при збільшенні до 60–80 разів (для мікрозернистого агрегату).

Результати, які одержано за допомогою планіметричного методу, за точністю не поступаються навіть технічному хімічному аналізу.

Лінійний метод ґрунтується на тому положенні, що відношення площ, які займають перерізи мінералів у площині шліфа, прирівнюються до відношень довжин ліній, котрі перетинають ці перерізи (поперечники). Для здійснення підрахунків іншим методом користуються окуляр-мікрометром, окуляром Гіршвельда та інтеграційним столиком. Точність вимірювання за лінійним методом залежить від кількості виміряних відрізків. Встановлено, що найточніші результати підрахунків для руд з рівномірнозернистою структурою отримують тоді, коли лінії підрахунку на площі шліфа беруться на відстані, що дорівнює середньому поперечному розміру зерна.

Точковий метод, запропонований А.О.Глаголєвим, базується на такому положенні. Якщо в площі полірованого шліфа рівномірно розподілити деяку кількість точок (близько 1000), то співвідношення числа точок, які припадають на частку кожного мінералу, може бути прирівняне до відношення сумарних площ, котрі займають перерізи цих мінералів у шліфі та відповідно сумарних об'ємів цих мінералів у зразку.

Точність методу може бути доведена до 1%. Для автоматичної реєстрації мінералів використовують пуш-інтегратор.

Метод стандартного препарату (метод порівняння) засновано на визначенні кількісного вмісту мінералів у шліфі шляхом порівняння з раніше виготовленими еталонними кружками, на чорному фоні яких є певна кількість білих фігурок. Відносний кількісний вміст мінералів у шліфі визначається за даними порівняння, яке проводиться на всій площині шліфа (9–12 полів). Точність методу – 5–10%.

З усіх названих методів визначення кількісного мінералогічного складу найнадійнішим є планіметричний.

Вивчення та опис полірованих шліфів може здійснюватися із застосуванням якісних та кількісних методів дослідження. У якісних методах головну роль відіграє порівняння. Основу складають дослідження оптичних властивостей та морфологічного характеру мінералів. На першому етапі спостережень встановлюється кількісне співвідношення різних мінералів, які присутні в кожному досліджуваному шліфі. Мінерали розділяються за кольором, яскравістю, двовідбиттям, твердістю, якістю поліровки, а також за формою кристалів та спайністю. Потім, перехрещуючи (на різний кут) ніколі, у мінералах визначають ступінь анізотропії та морфологічні характеристики, які раніше не відзначалися: двійники, внутрішні рефлекси та включення. Наступний етап спостережень складається з більш детального вивчення кожного окремого мінералу, визначення його кількісного вмісту. Третій етап – це вивчення текстурних та структурних особливостей рудної речовини, проведення текстурно-структурного аналізу для встановлення послідовності виділення мінералів та утворення мінеральних агрегатів, для виявлення закономірностей розподілу мінеральних асоціацій у родовищах.

Кількісні методи вивчення аншліфів включають способи кількісного (фотометричного) визначення відбивної здатності та мікротвердості. Практичну роботу краще починати з загального опису, а потім, після еталонування апаратури проводити подальші визначення у конкретних полірованих шліфах, здійснювати аналіз структур руд. Опис шліфа проводиться за такою схемою: 1) номер зразка; 2) номер шліфа; 3) місце відбору; 4) мінералогічний склад (якісний та кількісний); 5) опис окремих мінералів; 6) текстури та структури; 7) послідовність кристалізації, вікові співвідношення мінералів, етапи та стадії мінералізації. Текст ілюструється зарисовками, відбитками, мікрофотографіями.

6.3. Дослідження структур та текстур руд

Необхідно засвоїти, що руди порівняно з гірськими породами мають більш складну й різноманітну будову. Це пов'язано з особливими геолого-тектонічними, геохімічними та фізико-хімічними умовами рудоутворення. Як відомо, рудні мінерали порівняно з породоутворювальними силікатами мають більшу здатність змінюватися за умов діагенезу, метаморфізму та вивітрювання, що також відзначається на будові руди. У рудах різного генезису часто спостерігаються дуже схожі, на перший погляд, структури та текстури. Для їх розпізнавання необхідно детально вивчити форми, будову і зміни мінеральних зерен та мінеральних агрегатів.

Структурні та текстурні особливості руд беруться до уваги при виборі найбільш ефективних методів технологічної переробки рудної сировини, оскільки для раціонального вилучення (вибирання) корисного компоненту необхідно знати закономірності зростання та розподілу мінералів та мінеральних агрегатів [3, 21].

При вивченні будови руд у першу чергу визначаються текстури та структури. Необхідно згадати, що текстурою називається будова (компонування) руди, яка обумовлена характером мінеральних агрегатів, різних за складом та структурою.

Морфологічною одиницею текстури є мінеральний агрегат або парагенетична асоціація мінералів. Залежно від розмірів мінеральних агрегатів у рудах виділяють макротекстури та мікротекстури. Структурою називається будова мінерального агрегату, що зумовлена характером зростань мінеральних зерен або колоїдної речовини. Морфологічною одиницею структури є кристалічне зерно, уламки зерен та колоїдна речовина, які утворюють даний мінеральний агрегат.

Опису текстур та структур присвячено багато підручників і довідників. У цих методичних вказівках надається приблизний план визначення текстур та структур руд.

Спочатку необхідно з'ясувати (як для текстур, так і для структур) морфологічні особливості їх будови, а потім визначити генетичні групи текстур та структур.

Текстури руд поділяються на дві морфологічні групи: однорідні та неоднорідні. Однорідні текстури мають руди, які представлені одним мінеральним агрегатом, однаковим у штуфі та в забої за речовинним складом і структурою. Текстуру руд з однорідною будовою називають масивною, рівномірновкрапленою, порошкуватою. Руди з такою будовою зустрічаються порівняно рідко. Неоднорідні текстури мають більше розповсюдження і поділяються на групи: власне неоднорідні, видовжені, округлі, колоїдні та метаколоїдні, пластинчасті цементні, органогенні, корозійні, каркасні.

Текстури власне неоднорідні складено типоморфними мінеральними агрегатами неправильної та ізометричної форми у вигляді вкраплення, плям, секрецій або жеод та друз, які розподіляються в гірських породах або рудах. Розміри мінеральних агрегатів різноманітні. Морфологічні види текстур у цій групі – вкраплена, плямиста, жеодова та друзова.

Текстури видовжені представлено мінеральними агрегатами, які видовжені у певному напрямку та відрізняються потужністю, структурами, складом, розміром зерен, кольором. Характерними морфологічними видами текстур у цій групі є смугаста, гнейсовидно-смугаста, крустифікаційна (симетрична та несиметрична), плойчаста, шарувата, псевдошарувата, лінзовидна, сланцювата, прожилкова, текстура перетину, петельчаста, реліктова, смугаста, дендритова, другова.

Округлі текстури представлені мінеральними агрегатами сферичної, сфероїдальної та еліпсовидної форми. Агрегати відрізняються один від одного будовою та розмірами. Морфологічними видами текстур у цій групі є оолітова, нирковидна, кіркова, брекчієва, брекчієподібна, порошкувата, оолітова, землиста, вохриста.

Текстури колоїдні характерні для гелевих утворень, які під дією поверхневого натягу та сили тяжіння набули сферичної форми. Такі мінеральні агрегати відрізняються концентрично-зональною будовою і складені аморфною або приховано-кристалічною речовиною. Морфологічні види колоїдних текстур – оолітова, нирковидна, кіркова, брекчієва, брекчієподібна, порошкувата, оолітова, землиста, вохриста.

Текстури кластичні (уламкові) характеризуються наявністю уламків руди або породи. Уламки, як правило, скріплені цементом. Види текстур: брекчієва, брекчієподібна, кокардова, конгломератова, порошкувата.

Текстури цементні примітні тим, що промисловий мінеральний агрегат цементує уламки порід, пісок, валуни. Види текстур: цементна, кокардова, кільчаста.

Текстури органогенні представлені мінеральними агрегатами, які мають форму скам'янілих рослинних та тваринних організмів.

Текстури корозійні характеризуються зростанням двох різновікових мінеральних агрегатів, з яких ранній заміщується пізнім за тріщинами спайності, дроблення, двійникування, сланцюватості, напластування, за тріщинами зерен та агрегатів. Корозійні текстури, як правило, вивчаються під мікроскопом. Морфологічні види цієї групи текстур: скелетна, зональна, реліктова, смугаста, кіркова, петельчаста, комірчаста, сітчаста, текстура роз’їдання.

Текстури каркасні характеризуються системою перегородок та порожнин, які утворюються в породі та руді під час вилуговування легкорозчинних мінералів. Види текстур: пориста, губчаста, щільникова, ящикова, печериста.

Морфогенетичні групи структур вивчаються під мікроскопом у поляризованому світлі [18, 21]. Мінеральні зерна залежно від умов росту поділяються на кристалічні, корозійні, метазернисті, колоїдні, кристалобластичні та кластичні. Зернисті або кристалічно-зернисті структури становлять собою зростки зерен, форма і розміри яких змінюються залежно від температури, тиску, складу розчинів та розплавів. Структури цієї групи: ідіоморфно-зерниста, гіпідіоморфнозерниста, алотріоморфнозерниста, гребінчаста, скелетна, радіально-промениста, сидеронітова, дендритова, порфировидна, пойкілітова, графічна, субграфічна.

Корозійні структури формуються в мінеральному агрегаті при роз'їданні зерен раніше утворених мінералів. Такі структури мають велике значення для визначення послідовності виділення мінералів у парагенетичній асоціації – скелетна, зональна, реліктова, графічна, субграфічна, роз'їдання, гратчаста, заміщення, смугаста.

Метазернисті структури характеризуються мінеральними зернами, які утворилися у процесі метасоматичного росту в твердому середовищі. Такі утворення поділяються на метакристали та метазерна (рис. 16). Їх не слід змішувати з ідіобластами та ксенобластами. У групі метазернистих структур виділяють нерівномірно-метазернисту, ідіоморфну, алотріоморфну, графічну, субграфічну, порфірометазернисту.

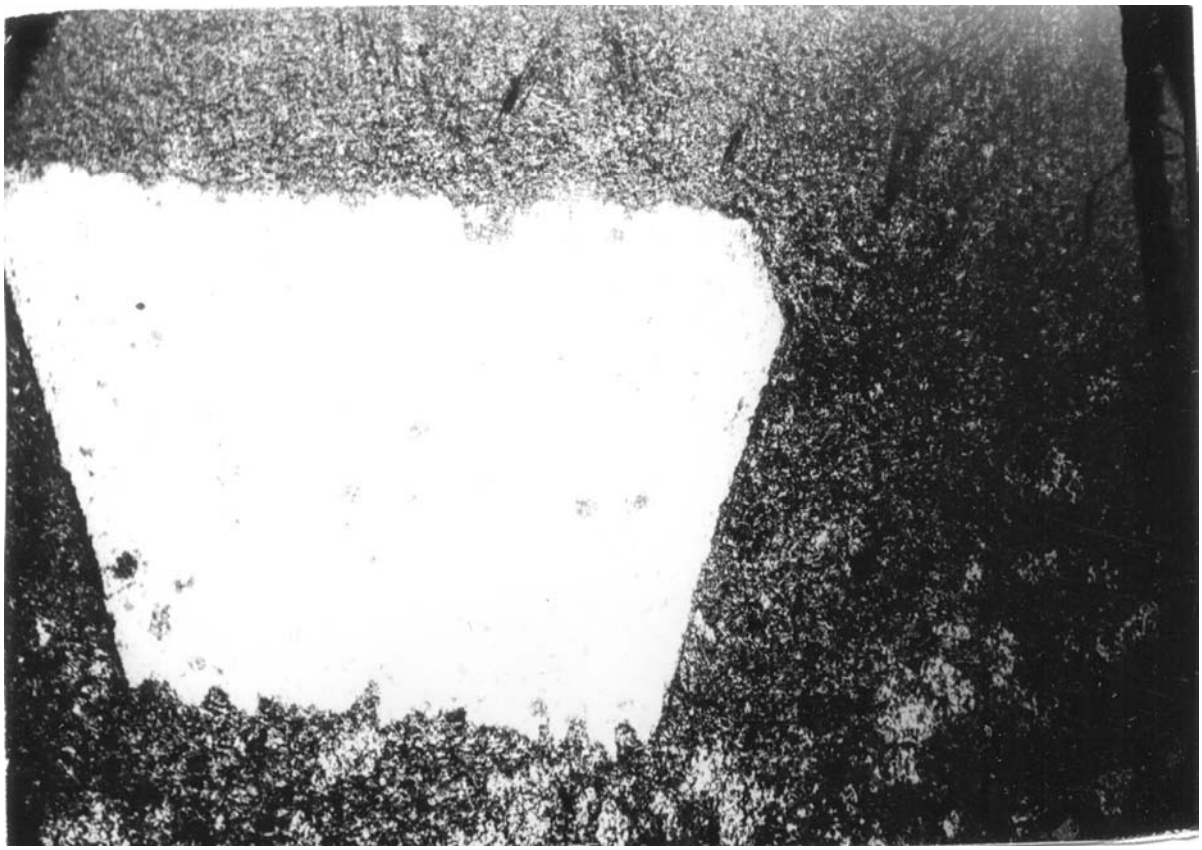


Рис. 16. Метакристал арсенопіриту в глинистому сланці. Нагольний кряж. Збільшення в 9 раз.

Колоїдні (прихованокристалічні) структури спостерігаються у сферичних, натічних та інших мінеральних агрегатах (рис. 17). Серед них виділяються гельова, сферолітова, приховано-кристалічна (афанітова), сферолітова, коломорфна, концентрично-зональна структури (рис. 18).

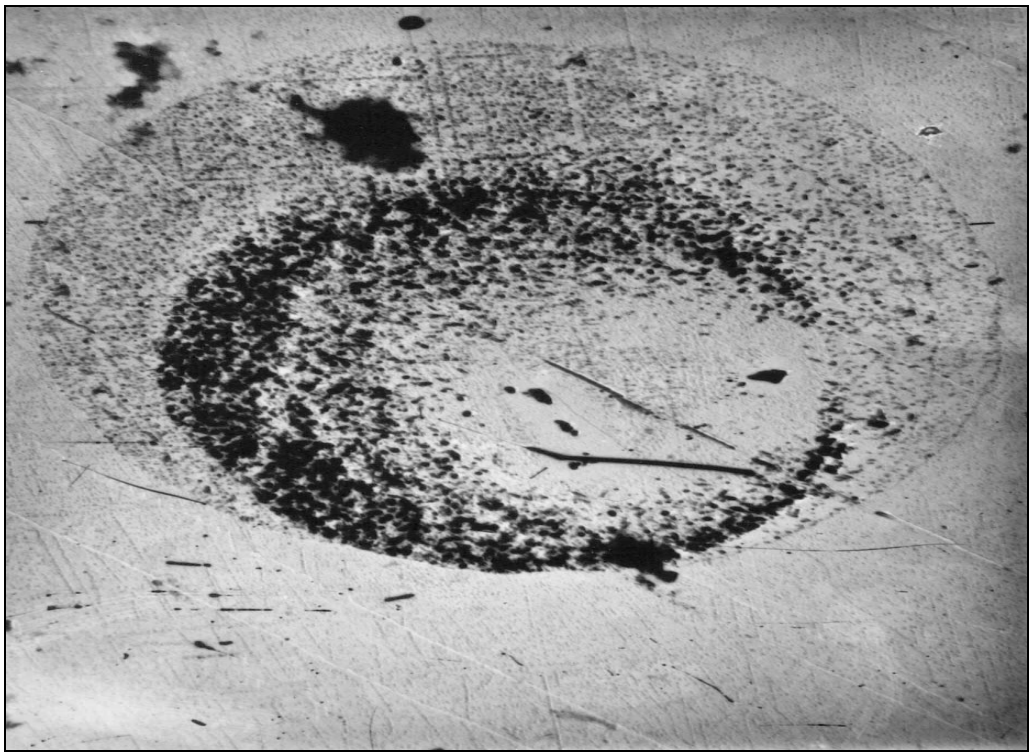


Рис. 17. Галеніт з фосфоритової конкреції Поділля. Краплина залишкового гелю сульфіду свинцю на одній із граней раніше утвореного індивіду галеніту. Збільшення в 7800 раз.

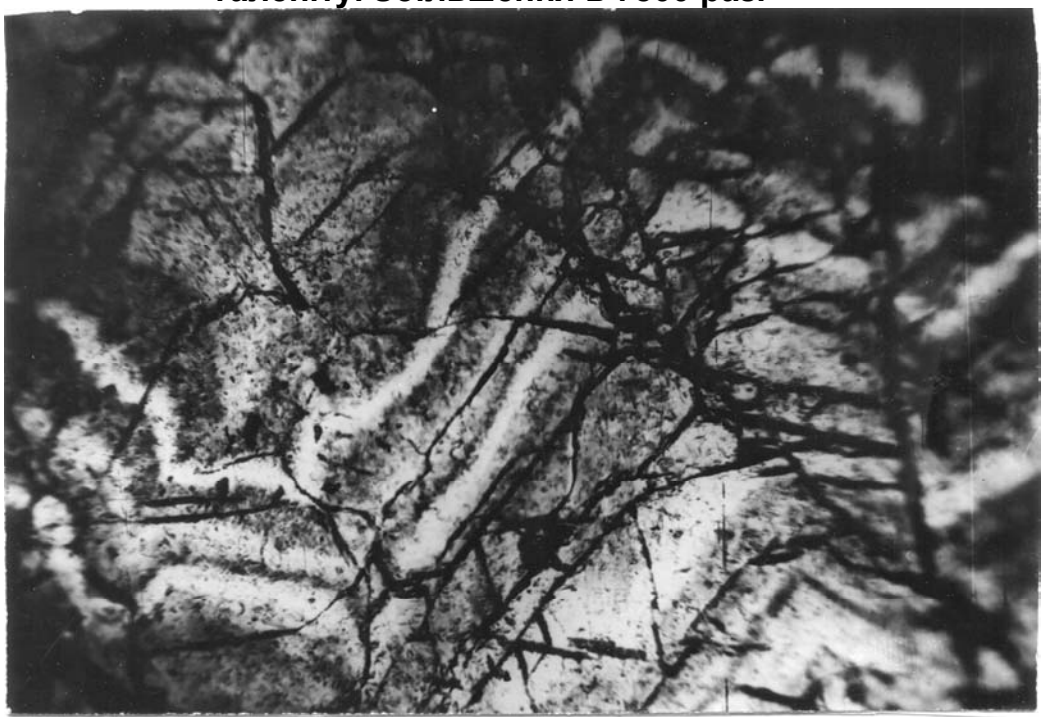


Рис. 18. Зональна будова сфалериту. Нагольний кряж. Збільшення в 60 раз.

Кристалобластичні структури характерні для таких мінеральних зростків, у яких морфологічною одиницею є кристалобласти – мінеральні зерна, новоутворені в процесі перекристалізації та розкристалізації мінеральної речовини у твердому стані. Кристалобластичні структури поділяються на три підгрупи: 1) власне кристалобластичні: ідіоморфно- (рис. 19), алотріоморфно-, гіпідіоморфно-, пойкіло-, порфіробластичні, скелетні, орієнтовано-бластичні; 2) метаколоїдні: сферолітові або радіально-променисті (рис. 20), перлітові волокнисті; 3) розпаду твердих розчинів: емульсійні, ґратчасті, петельчасті, пластинчасті, полум'яні (рис. 21).

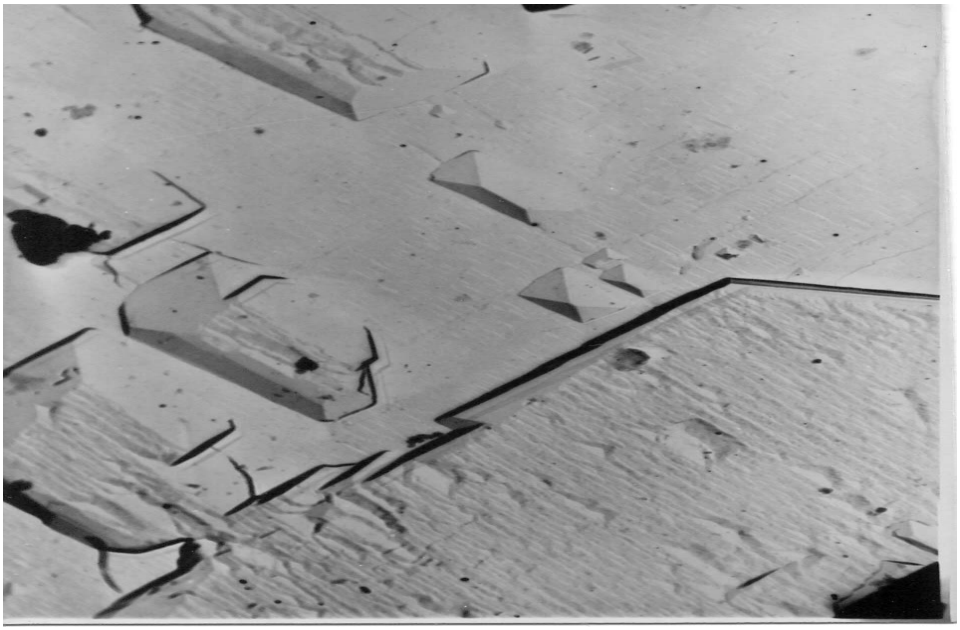


Рис. 19. Ідіоморфно-бластичні кристали вісмутину в піриті. Дронівська антикліналь (Донбас). Збільшення в 9400 раз

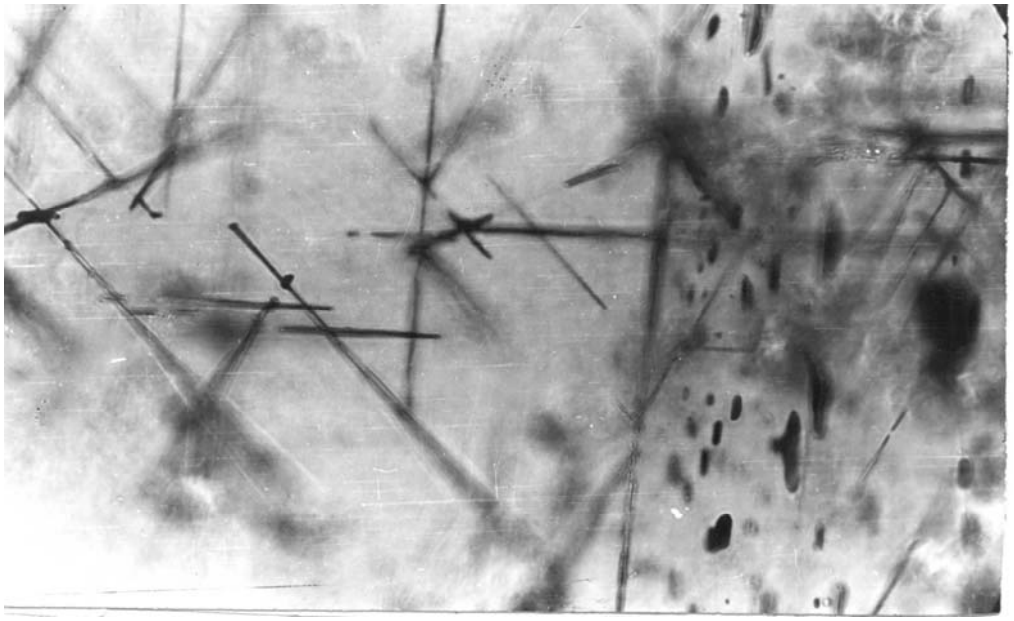


Рис. 20. Променисті включення буланжериту в сфалериті. Нагольний кряж. Збільшення в 80 раз

Рис. 21. Структура розпаду твердого розчину PbS-Ag_2S. Нагольний кряж. Збільшення в 15000 раз

Структури розпаду твердого розчину утворюються в строго визначених значеннях температури і тиску і дуже часто використовуються як своєрідні геологічні термометри (табл. 3).

Таблиця 3

Структури розпаду твердого розчину як мінералогічні термометри

Мінерали	t, ºC	Мінерали	t, ºC
Магнетит–ільменіт	600–700	Халькозин–штроймеєрит	300
Ільменіт–гематит	500–700	Срібло–диспразит	275–350
Халькопірит–сфалерит	550	Борніт–тетраедрит	275
Халькопірит–тетраедрит	500	Галеніт–шапбахіт	210–350
Халькопірит–борніт	475	Халькопірит–кубаніт–піротин	275
Халькопірит–кубаніт	450	Борніт–халькозин	225
Піротин–пентландит	425–450	Галеніт–аргентит	>179
Станін–халькопірит	500	Галеніт–анантит	<179
Сфалерит –халькопірит	350–400	Халькозин–ковелін	75

Примітка: мінерал основної маси написаний першим, мінерал вростків – другим

Кластичні структури представлені уламками, які утворюються при механічній деформації мінеральних зерен і колоїдної речовини. Морфологічні види структур – дроблення, гранобластична, порфіробластична, уламкова, псамітова, псефітова, зім’яття, розщеплення. Текстури та структури поділяються на первинні та вторинні. Первинними текстурами і структурами називаються такі форми зростань, які утворюються при відкладенні та перевідкладенні мінеральної речовини в певних фізико-хімічних і геологічних умовах. Вторинні текстури і структури – нові форми зростань, які утворюються після відкладання руди, в результаті її змін у процесі дроблення, зім'яття, вилуговування, перекристалізації.

6.4. Текстурно-структурний аналіз руд

Текстурно-структурний аналіз руд проводять з метою виявлення в руді мінеральних асоціацій, закономірностей їх розподілу, з'ясування умов та послідовності їх утворення в родовищах. Розпочинається аналіз з детального вивчення структур мінеральних агрегатів, котрі виявлені в руді; потім з'ясовуються морфологічні особливості мінеральних виділень у мінеральних агрегатах. Мета текстурно-структурного аналізу:

- виявлення в рудних тілах родовищ мінеральних асоціацій та визначення типів їх зростків (макро- та мікротекстур), що дозволяє встановити їх частоту поширення та масштаби прояву;
- з'ясування механізму утворення мінеральних асоціацій у рудних тілах шляхом визначення генетичної групи морфологічних типів мікротекстур і послідовності формування парагенетичних мінеральних асоціацій у родовищах;
- визначення особливостей фізико-хімічних умов процесів мінералоутворення в родовищах шляхом встановлення типоморфізму (типогенезу) мінералів для мінеральних парагенезисів, характеру вторинних структур [21].

При мінералогічному дослідженні руд у зв'язку з їх збагаченням необхідно більше уваги приділяти таким питанням: 1) визначення в руді всіх мінералів (рудних та нерудних); 2) визначення кількісного вмісту всіх мінералів, до складу яких входять цінні та шкідливі компоненти; 3) з'ясування характерних фізичних та хімічних властивостей мінералів, які мають бути враховані при виборі методу технологічної переробки руди; 4) виявлення характерних морфологічних типів структур та текстур для мінералів, які вміщують корисні компоненти, їх зростання з іншими мінералами руди.

6.5. Структури і текстури руд, що впливають на збагачення

При збагаченні руд істотне значення мають особливості будови мінеральних парагенезисів і окремих агрегатів, що характеризують різні морфологічні і генетичні типи структур. Не менш важливими є вивчення мінеральних асоціацій та визначення типів їх зростань, що характеризують морфологічні і генетичні типи текстур.

За ступенем збагачення руд, які характеризуються певними типами структур і текстур, виділяють структури і текстури трьох типів: 1) втрати не перевищують 10–15%; 2) втрати неминучі, але не перевищують 35–40%; 3) втрати неминучі у великій кількості >40% (табл. 4).

В той час як руди, що характеризуються типами мінеральних асоціацій першої групи добре збагачуються і вилучення цінних компонентів проходить майже без втрат, розділення мінералів в рудах другої і третьої груп пов'язано з великими труднощами і часто є причиною втрати корисних мінералів.

Таблиця 4

Значення морфологічних і генетичних типів структур і текстур при збагаченні руд

Групи структур руд в залежності від втрати цінного компоненту при збагаченні		
Втрати не перевищують 10–15 %	Втрати не перевищують 35–40 %	Втрати перевищують 40 %
Ідіоморфнозерниста Ідіоморфнобластична Алло-гіпідіоморфнозерниста Сидеронітова Порфіробластична Орієнтованозерниста Порфіроіднозерниста Катакластична Гранокластична Порфірокластина	Ідіоморфно-метазерниста Гіпідіоморфнозерниста Пойкілітометазерниста Концентрично-зональна Корозійна	Афанітова Коломорфна Гелева Емульсійна твердого розчину Петельчаста Пластинчаста
Групи текстур		
Полосчата седиментації, діагенезу, ліквації Крустифікаційна заповнення пустот. Прожилкова ліквації і кристалізації, заповнення пустот Нодулярна, оолітова, секреційна. Кокардова заповнення пустот Конгломератова седиментації і діагенезу Брекчієва Землиста, порошковата	Полосчата метасоматичного заміщення Прожилкова, петельчаста, решітчаста Субграфічна, графічна, сітчаста Цементна седиментації, діагенезу, вивітрювання, метасоматичного заміщення Вкраплена, п’ятниста, кольорова Органогенна Брекчієва Скелетна Реліктова	Емульсійна метасоматичного заміщення Коломорфно-метаколоїдна Концентрично-зональна Сталактитова і сталагмітова Вивітрювання Пориста Кавернозна Губчаста Печериста

Розробка раціональних схем збагачення і технологічної переробки руд при комплексному використанні мінеральної сировини досягається в результаті всебічного дослідження речовинного складу і текстурно-структурних особливостей промислових типів руд родовищ корисних копалин. Перша стадія технологічної переробки руд – збагачення. До числа головних операцій збагачення відноситься: подрібнення, механічне розділення, флотація, гравітація, магнітна сепарація, амальгація, вилугування.

Основна мета збагачення – отримання концентратів, що відповідають вимогам промисловості, які необхідні для подальшої їх металургійної обробки. За ступенем збагачення виділяють легко збагачувальні, середньо збагачувальні і важко збагачувальні руди.

В гірничорудній практиці технологічні властивості мінералів, які є фізичною основою процесів збагачення, вивчають за допомогою технологічної мінералогії, яка сприяє визначенню якості промислових ти-

пів руд і дозволяє теоретично обґрунтувати застосування певних процесів збагачення, що забезпечує отримання чистих концентратів для їх переробки.

Таким чином, при мінералогічному дослідженні руд у зв'язку з їх збагаченням необхідно особливу увагу акцентувати на такі питання:

1) визначення в руді всіх мінералів (рудних і нерудних);
2) визначення кількісного вмісту мінералів, до складу яких входять корисні і нешкідливі компоненти;
3) вияснення характерних фізичних і хімічних властивостей мінералів, які повинні бути враховані при розробці методу технологічної обробки руд;
4) виявлення характерних морфологічних і генетичних типів структур і текстур для мінералів, що містять корисні компоненти з іншими мінералами руди.

Ці дані можна отримати за допомогою мінераграфічних методів дослідження руд в поєднанні з високопреційною апаратурою (електронно-зондовий, лазерний, рентгенографічний аналіз, електронна мікроскопія тощо).

Завдання для самостійної підготовки та лабораторні вправи

1. Вивчити форму кристалів рудних мінералів.
2. Вивчити внутрішню будову мінеральних індивідів та тверді включення в них.
3. Ознайомитися з типоморфними мінеральними асоціаціями та мінералами в рудах родовищ різних генетичних типів.
4. Засвоїти методику вимірювання зерен мінералів з одночасним виміром ціни поділки окуляр-мікрометра для різних збільшень
5. Вивчити методи визначення кількісного мінералогічного складу руд: планіметричний, лінійний, точковий стандартного препарату, використання інтеграційного столику та пуш-інтегратору.
6. Познайомитися з послідовністю вивчення аншліфів. Якісні та кількісні методи.
7. Засвоїти на колекційному матеріалі порядок опису полірованих шліфів.
8. Познайомитися з принципами класифікації структур і текстур руд на прикладі класифікацій А.Г. Бетехтина та С.А. Юшко.
9. Вивчити текстури руд, дати характеристику морфологічних груп та видів текстур.
10. Вивчити структури руд, з'ясувати головні умови утворення різних структур. Познайомитися з методами вивчення структур руд у полірованих шліфах.
11. Вивчити текстури та структури руд (первинні і вторинні).
12. Засвоїти значення текстурно-структурного аналізу для виявлення закономірностей розподілу мінеральних асоціацій у родовищах.
13. З'ясувати значення текстурно-структурного аналізу у встановленні послідовності виділення мінералів та утворення мінеральних агрегатів.
14. Дати якісну характеристику руд за даними мінералогічного аналізу.
15. З'ясувати значення морфологічних видів структур при збагаченні руд.
16. Що визначає промисловий тип руд?
17. Як визначити закономірність розподілу промислового типу руд?
18. Які типи мінеральних асоціацій визначають якість промислових типів руд?
19. Які особливості рудоутворювальних мінералів підвищують якість промислових типів руд?

ЛІТЕРАТУРА

1. Афанасьева Е., Исаенко М.П. Определитель гипергенных минералов окисленных сульфидных руд в отраженном свете. – М.: Недра, 1974.
2. Бессмертная М.С., Чвилева Т.Н. и др. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. – М.: Недра, 1973.
3. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д. и др. Текстуры и структуры руд. – М.: Госгеолтехиздат, 1958.
4. Вахрамеев СА. Руководство по минераграфии. – Иркутск: Иркут. книжн. изд-во, 1956.
5. Вербицький П.Г. Основы кристаллооптики и методы изучения минералов под микроскопом. – К: Изд. Киевского ун-та, 1967. – 178 с.
6. Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. – М Недра, 1966.
7. Вяльсов Л.Н. Спектры отражения рудных минералов (Научн.-метод. пособие). – М.: ИГЕМ, 1973.
8. Галопен Р., Генри Н. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. – М: Мир, 1975.
9. Дубинко Т.С., Ветошкин Н.Д. Техника изготовления магнитной суспензии // Геология рудных месторождений. –1965. – Т. 5, N 6.
10. Ильинский Г.А. Определение микротвердости минералов методом вдавливания. – Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1963.
11. Исаенко М.П., Боришанская С.С. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. – М.: Недра, 1978.
12. Кемерон Ю.Л. Рудная микроскопия. – М.: Мир, 1966.
13. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. – М.: Недра, 1977.
14. Лактионов С.П. Определитель рудных минералов под бинокуляром и микроскопом. – Саратов, Изд-во Саратов, ун-та, 1971.
15. Минералогическое исследование руд цветных и редких металлов. – М.: Недра, 1967.
16. Митрохин О.В., Нестеровский В.А. Кристалооптичні методи дослідження мінералів у прозорих шліфах. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2006.
17. Никольский И.Л., Попов Б.С. Корчемагин В.А. и др. Введение в геологию и разведку месторождений полезных ископаемых. – К.: Вища школа, 1979.
18. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. – М.: Изд-во иностр. лит, 1962.
19. Тананаев Н.А. Капельный метод. – М.: Госхимиздат, 1954.
20. Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. – М.: Недра, 1965.
21. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд. – М.: Недра, 1971.
22. Filler H. Influence of light reflection at objective in quantitative measurement of reflectivity with the microscope // Miner. Mag. – 1967. – 36. № 278. – P. 242–259.

Навчальне видання

КУРИЛО Михайло Васильович
МИХАЙЛОВ Володимир Альбертович

РУДНІ МІНЕРАЛИ І МЕТОДИ ЇХ ВИВЧЕННЯ

Методичні вказівки до лабораторних занять
з курсу «Мінераграфія» для студентів геологічних і гірничих
спеціальностей вищих навчальних закладів

Орігінал-макет авторський

Підписано до друку ……
……
…… Тираж 300 екз.