

Кремнекислі плутонічні породи

Кремнекислі інтрузії надзвичайно широко розповсюджені на земній кулі; вони займають площу разів у п'ятнадцять більшу, ніж плутони основного складу. До кислих плутонічних порід нормального ряду належать граніти і гранодіорити.

Граніти (від лат. «гранум» – зерно) – повнокристалічні рівномірнозернисті або порфіроподібні гірські породи, які складаються з кварцу (30%), калішпату (30%), плагіоклазу (30%) і біотиту або рогової обманки (не більше 10%). За характером істотного або другорядного мінералу серед гранітів виділяють відміни: біотитовий, мусковітовий, двослюдяний, роговообманковий, піроксеновий, турмаліновий, ортоклазовий, мікрокліновий, амазонітовий граніт, лейкограніт (аляскіт), плагіограніт. У цих різновидах спостерігаються значні коливання вмісту породоутворюючих мінералів: кварцу від 25 до 40%; калійового польового шпату від 21 до 51%; плагіоклазу від 24 до 41%; біотиту, мусковіту, рогової обманки від 0 до 10%. Мікрокліновими або ортоклазовими гранітами називають породу з вмістом плагіоклазу менше 10%. Плагіограніти складаються тільки з плагіоклазу, кварцу і кольорових мінералів, при дуже незначній кількості калішпату. Калішпатові граніти, які вміщують менше 5% кольорових мінералів, називаються аляскітовими гранітами.

Гранодіорити вміщують не більше 15-25% кварцу. З польових шпатів переважає плагіоклаз і становить 45-50%, інколи до 60%; кольорове число досягає 25%. За складом гранодіорит є проміжною породою між гранітом і діоритом. У порфіроподібних гранодіоритах фенокристали належать плагіоклазу. Серед різновидів гранодіориту виділяють біотитовий, роговообманковий, біотит-роговообманковий, піроксен-роговообманковий, піроксеновий, турмаліновий.

Граніти і гранодіорити, а інколи й діорити, об'єднують під назвою гранітоїди. Вони утворюють велетенські тіла, довжиною сотні і тисячі км, шириною до 120 км і товщиною 8-12 км.

Гіпабісальні і жильні гранітоїдні породи представлені гранітпорфірами і гранодіорит-порфірами, аплітами, пегматитами. В граніт-порфірах у зкрупненнях буває присутнім один або декілька мінералів (пла-

гіоклаз, калішпат, кварц, біотит, рогова обманка). Граніт-порфіри – дрібнозернисті порфірові породи.

Апліт – дрібно- або тонкозерниста гірська порода, яка складається тільки з кварцу й калішпату, а плагіоапліт – з кислого плагіоклазу; дуже в малих кількостях бувають присутніми темноколірні мінерали. Дайки аплітів широко розповсюджені серед інтрузивних гранітів.

Пегматити за складом дуже близькі до аплітів, але різко відрізняються структурою; перш за все, дуже великими, іноді гігантськими розмірами кристалів калішпату, кварцу, мусковіту, флогопіту, турмаліну, топазу, берилу та інших мінералів. Пегматитові жили розвинуті серед масивів гранітів і гранодіоритів; вони утворюються після вкорінення дайок аплітів. З пегматитами пов'язані родовища багатьох корисних копалин.

Середні плутонічні породи

Середні породи пов'язані поступовими переходами з кислими і основними інтрузивними породами. Це переважно безкварцові породи. Їх хімічний склад приводить до великого різноманіття кількісно-мінерального складу. З порід нормального ряду ми розглянемо діорити, з сублужного ряду – сієніти, а з лужного петрохімічного ряду – нефелінові сієніти.

Діорити (від гр. «діорізо» – розмежовую, розрізняю) – зеленувато-сірі або темно-сірі, рівномірнозернисті, рідше порфіроподібні породи з широким коливанням розміру зерен породоутворюючих мінералів: від дрібно- до грубозернистого. Діорити містять до 40% темноколірних мінералів, головним чином рогової обманки, значно рідше біотиту і піроксенів. Діорити з кольоровим індексом меншим 25% відносять до лейкодіоритів, а з кольоровим індексом більшим 40-45% – до меланократових діоритів. Салічні мінерали представлені середнім плагіоклазом у кількості від 55 до 95% об'єму породи. Кварц і калішпат у нормальному діориті відсутні або кожен з них не перевищує 5-10% об'єму породи, але при макроскопічному визначенні вони не можуть бути виявлені. Діорити з кількістю кварцу 5-20% називаються кварцовими діоритами. Серед відмін діоритів виділяють піроксеновий, рогово-

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені ІВАНА ФРАНКА

І. О. КОВАЛЬЧУК

ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ ІЗ ЗАГАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ



ЛЬВІВ ЛДУ 1997

Міністерство освіти України

Львівський державний університет ім. І. Франка

І. О. Ковальчук

**ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ
ІЗ ЗАГАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ**

Рекомендовано до друку
кафедрою загальної геології
Протокол № 8 від 08.02.96

Львів ЛДУ

УДК 551.1/4:549.1:552.2/076.5/

Ковальчук І. Ф. Лабораторний практикум із загальної геології. — Львів: Ред.-видав. відділ Львів. держ. ун-ту, 1997. — 144с.

Подано початкові відомості про головні породоутворюючі і рудні мінерали, їх фізичні ознаки і хімічні властивості. Наведено класифікації магматичні, осадові і метаморфічні гірських порід, запропоновано порядок макроскопічного визначення найбільш розповсюджених гірських порід. Призначено для всіх, хто починає вивчати геологію.

Бібліогр.: 24 назви. Ілюстр. 32. Табл. 6.
Наук. редактор: професор, академік АНВШ
України В. Сіворонов
Рецензенти: Малюк Б. І., д-р геол.-мінер. наук,
Лянов Ю. В., д-р геол.-мінер. наук, проф.

© Ковальчук І. Ф.
© Ковальчук В. І.

ВСТУП

Практична частина курсу «Загальна геологія» передбачає отримання студентами мінімуму практичних знань і навичок, які полегшують засвоєння лекційного курсу, а також підготують до самостійної праці у полі, під час першої навчальної практики.

Цей практикум за змістом відповідає сучасній навчальній програмі лабораторних занять з цього курсу. Він ознайомлює зі складом, будовою і властивостями частини мінералів і гірських порід, а також з макроскопічним методом їх визначення.

Оскільки студенти першого курсу вивчають курс кристалографії, то елементи симетрії кристалів у посібнику не розглядаємо.

При підготовці посібника до видання автор користувався допомогою Н. Никорака, Н. Зуєвої, М. Кудлик та О. Ковальчук, яким висловлює свою щирю подяку.

І. ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ З МІНЕРАЛОГІЇ

Земна кора складається з різних гірських порід і мінералів.

Мінерали (від лат. *minera* — руда, рудник) — це природні хімічні сполуки або самородні елементи, які виникли в результаті різноманітних фізико-хімічних процесів, що відбуваються у надрах і на поверхні планети. Мінерали можуть бути твердими, рідкими і газоподібними. Сьогодні відомо близько 3000 мінералів. Однак лише невелика кількість з них широко розповсюджена у складі гірських порід. Їх називають породоутворюючими мінералами. Штучно одержані мінерали тут не розглядаємо.

Кристал (від гр. «кристальос» — лід) — це тверде тіло, в якому частинки (атоми, іони, молекули) розташовані закономірно за геометричними законами просторових груп і відповідних ґрат. Найчастіше кристали мають форму випуклих багатогранників з гладенькими площинами — гранями, які перетинаючись утворюють прямі лінії — ребра. Точки перетину ребер утворюють вершини. Кристалічні ґрати побудовані таким чином, що в них частинки розташовані за принципом найщільнішої упаковки. Геометрично кристалічні ґрати являють собою щільно припасовані один до одного багатогранники (куби, октаедри — восьмигранники, паралелепіпеди, ромбедрі).

Аморфні (склоподібні) речовини не мають кристалічної будови. В них частинки (атоми) розташовані хаотично. Різниця у внутрішній будові зумовлює відмінні властивості кристалічних і аморфних речовин. Кристали анізотропні, тобто мають різні властивості у різних напрямках, а аморфні речовини ізотропні (від гр. «ісос» – рівний, однаковий), тобто у всіх напрямках мають одні й ті ж властивості.

Ідіоморфізм (від гр. «ідіос» – свій, власний і «морфе» – форма) – здатність мінералів набувати властивих їм обмежень, які визначаються їхньою симетрією.

Поліморфізм (від гр. «полі» – багато і «морфе» – форма) – це здатність однакових за складом хімічних речовин кристалізуватись у різних видах симетрії (наприклад, графіт у гексагональній, алмаз у кубічній сингонії).

Ізоморфізм (від гр. «ісос» – рівний, однаковий і «морфе» – форма) – явище взаємного заміщення атомів та іонів у вузлах кристалічних ґраток без порушення їх будови.

Гірська порода – це природна закономірна асоціація мінералів певного складу і будови, яка сформувалась у результаті певних геологічних процесів і залягає в земній корі у вигляді самостійного тіла.

Слід зазначити, що будь-які молекулярні асоціації є стійкими лише в умовах, в яких вони виникли.

Руда (від праслов'янського – червоний, рудий) – це мінеральна речовина, з якої технологічно можливо і економічно доцільно видобувати метали або мінерали для використання їх у суспільному господарстві. Руда – поняття кон'юнктурне.

1.1. Форма знаходження мінералів у природі.

Мінеральні агрегати

У природі кристалічні мінерали зустрічаються як у вигляді поодиноких кристалів або їх зростків, так і у вигляді скупчень, так званих мінеральних агрегатів.

Серед кристалів виділяють 3 групи, які мають характерний обрис (габітус):

1). Ізометричні форми, однаково розвинуті у всіх трьох напрямках, наприклад, магнетит (Fe_3O_4) – октаедри, тобто восьмигранники; пірит (FeS_2), галеніт (PbS) і галіт ($NaCl$) – гексаедри, тобто куби;

гранат – ромбододекаедри, тобто дванадцятигранники з ромбічними гранями (рис. 1.1.).

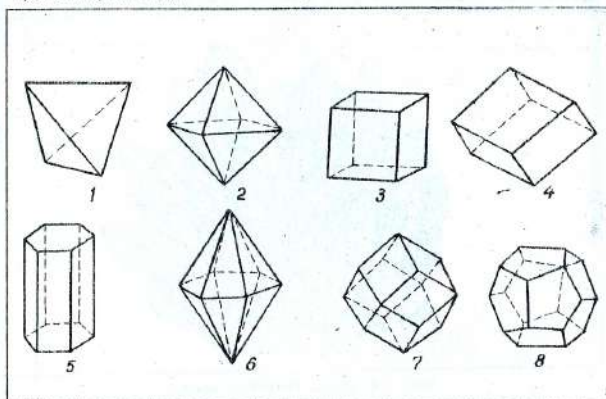


Рис. 1.1. Найбільш розповсюджені форми кристалів:

1 – тетраедр (чотиригранник); 2 – октаедр (восьмигранник); 3 – гексаедр (куб); 4 – ромбоедр (шестигранник з ромбічними гранями); 5 – призма гексагональна; 6 – дипіраміда гексагональна; 7 – ромбододекаедр (дванадцятигранник з ромбічними гранями); 8 – пентагон-додкаедр (дванадцятигранник з п'ятикутними гранями).

2). Видовжені в одному напрямку форми – призматичні, стовпчасті, голчасті, променисті, волокнисті, наприклад, кварц (SiO_2), антимоніт (Sb_2S_3), хризотил – азбест.

3). Форми, витягнуті у двох вимірах при збереженні третього короткого, – табличчасті, пластинчасті, листуваті і лускуваті кристали, наприклад, хлорит – луски; мусковіт і біотит – листуваті; плагіоклази – таблиці.

Кристали, які закономірно зрослися, називають двійниками. У гіпсу ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) двійники у вигляді хвоста ластівки; полісинтетичні двійники у плагіоклазах.

Друза (від нім. Druse – щітка) – це агрегат кристалів, які приросли одним кінцем до якоїсь поверхні, і огранованих лише з одного кінця, спрямованого у бік вільного простору (рис. 1.2).

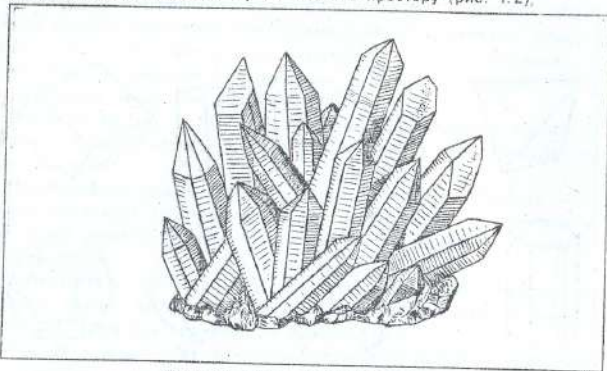


Рис. 1.2. Друза кристалів кварцу.

Зернисті агрегати – скупчення мінеральних зерен, які мають, на відміну від кристалів, неправильну форму.

Дендрит (від гр. «дендрон» – дерево) – це розгалужене мінеральне утворення, яке за зовнішньою формою нагадує гілку дерева чи стебло моху. Найчастіше це фігури росту, що утворюються в результаті швидкої кристалізації або при кристалізації у дуже щільних тріщинах (наприклад, льодові візерунки на склі); дендрити псиломелану (марганцевий мінерал – $\text{BaMn}^2\text{Mn}^3\text{O}_{20}$) на поверхні тріщини.

Секреція (від лат. *secretio* – виділення) – це утворення мінеральних агрегатів при заповненні пустот у породі. Матеріал відкладається від стінок до центру, внаслідок чого агрегати мають концентричну будову. Великі частково заповнені порожнини називаються жеодами (від гр. «геде» – земляний), дрібні секреції у вулканічних породах – мигдалинами.

Конкретія (від лат. *concretio* – згусток, згущення) – мінеральний агрегат, який має сфероїдальну форму з внутрішньою радіальноволокнистою, променистою і концентричною будовою. Виникає в результаті

відкладення мінеральної речовини навкруг якого-небудь центру кристалізації. Розмір – від кількох міліметрів до десятків сантиметрів (рис. 1.3.).

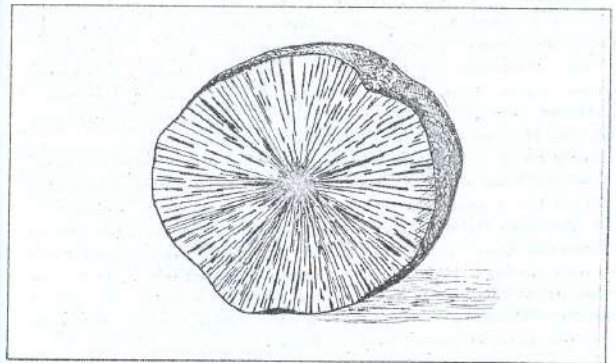


Рис. 1.3. Конкретія марказиту (FeS_2).

Натічні утворення – мінеральні агрегати, які утворюються в порожнинах при випаданні кристалічних зерен з розчину під час його повільного випаровування. Форма таких утворень ниркоподібна, гроноувата, бурлюкоподібна. Натічні утворення, що звисають зі стелі, називають сталактитами (від гр. «сталактос» – капаючий), а ті, що піднімаються з підлоги до них назустріч – сталагітитами (від гр. «сталагма» – крапля).

1.2. Фізичні властивості мінералів

Щоб розпізнати мінерали за зовнішніми ознаками (а це необхідно при польових дослідженнях), треба знати фізичні якості кожного мінералу. Найважливішими фізичними властивостями мінералів є колір, колір риси (тобто колір його у порошок), прозорість, блиск, злом, спайність, твердість, густина та інші.

Колір мінералу – це властивість мінералу викликати певні зорові почуття, відповідні спектральному складу променів, які цей мінерал

відбиває або пропускає крізь себе. Забарвлення мінералів може бути різним і залежить воно від багатьох причин: хімічного складу мінералу, особливостей його структури, присутності незначних домішок.

Розрізняють три типи забарвлення: властиве забарвлення; забарвлення, яке залежить від сторонніх домішок; випадкове. О.Є.Ферсман назвав їх відповідно — ідіохроматичним (від гр. «ідіос» — свій, власний), алохроматичним (від гр. «алос» — чужий, сторонній) і псевдохроматичним (від гр. «псевдос» — неправда, тобто несправжній, і «хрома» — забарвлення, колір). До псевдохроматичного забарвлення належить іризація (від гр. «ірис» — веселка) лабрадору — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Колір риси, тобто колір тонкого порошку мінералу, який він залишає у вигляді сліду на неглазурованій фарфоровій пластинці. Колір риси може збігатися з кольором мінералу у куску (наприклад, магнетит — Fe_3O_4), але може від нього відрізнятися. Мінерали з псевдохроматичним забарвленням дають рису білу, а при алохроматичному забарвленні колір риси залежить від наявності домішок. У мінералів з металевим блиском найчастіше буває риса різних відтінків чорного кольору. У порівнянні з кольором мінералів колір риси більш сталий, внаслідок чого він має важливе діагностичне значення.

Блиск зумовлений відбиттям світлового променя від поверхні мінералу. Отже, він залежить від показника заломлення мінералу, здатності поглинати світло і від характеру відбиваючої поверхні. За блиском мінерали поділяють на дві групи: з металевим і неметалевим блиском. До першої групи відносять самородні метали, більшість сульфідів (сполуки металів з сіркою) і оксиди заліза.

Мінерали з неметалевим блиском поділяють на:

- 1). З металевидним (напівметалевим) блиском (наприклад: графіт — С).
- 2). З алмазним блиском (алмаз — С; сфалерит — ZnS).
- 3). Зі скляним блиском, що нагадує блиск поверхні скла (кварц — SiO_2 ; кальцит — CaCO_3).
- 4). З масним блиском, при якому поверхня мінералу виглядає як змащена тонкою плівкою олю (нефелін — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$; галіт — NaCl).
- 5). З перламутровим блиском, при якому мінерал блистить як перламутрова поверхня черепашки і полискує райдужними барвами (слюда).

6). З шовковистим блиском, який нагадує блиск шовкових ниток. Він притаманний мінеральним агрегатам, які мають волокнисту будову (селеніт — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; азбест — $1,5\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Прозорість — це здатність мінералів пропускати світло. Мінерали поділяють на прозорі (наприклад, топаз); напівпрозорі (опал), через які можна бачити лише обриси предметів; просвічуючі, які пропускають світло тільки в тонких пластинках (польові шпати); непрозорі, через які світло зовсім не проходить (магнетит).

Спайність — це здатність мінералів розколюватись у певних площинах, паралельних дійсним чи можливим граням, з утворенням дзеркальної поверхні. Ці площини називаються площинами спайності. Різні мінерали мають спайність різного ступеня досконалості. Її визначають за такою шкалою:

- 1). Цілком досконала — мінерал можна ділити на дуже тонкі листочки, пластинки, волокна (наприклад: біотит, мусковіт, хризотил-азбест, гіпс).
- 2). Досконала — при слабкому ударі мінерал розколюється здебільшого по спайності (рис. 1.4.) на гладенькі паралельні пластинки, кубики і тому подібні (наприклад: галіт, кальцит).

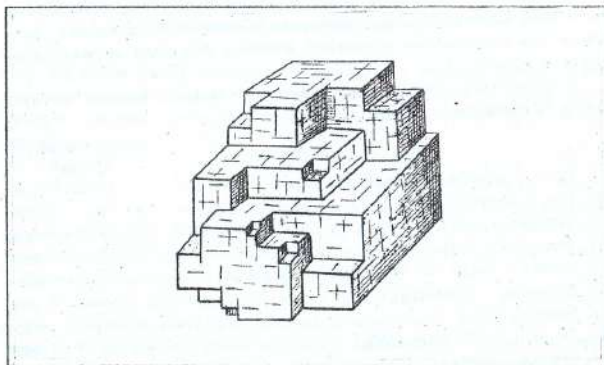


Рис. 1.4. Досконала спайність у кам'яної солі (галіту),

3). Ясна (середня) – при розколюванні мінералу виникають як площини спайності, так і поверхні з нерівним зломом (наприклад, польові шпати, рогова обманка).

4). Недосконала – при розколюванні мінералу переважають поверхні з нерівним зломом, площини спайності виявляються рідко, наприклад: олівін – $MgO \cdot FeO \cdot SiO_2$; апатит – $Ca_5[(CO_3)(PO_4)]_3$.

5). Надто недосконала (спайність відсутня) – поверхня злому таких мінералів або нерівна, або черепашкова (наприклад, кварц).

Злом мінералу виникає внаслідок розламування мінералу не по спайності. Виділяють такі види злому:

1). Черепашковий злом, який має вигляд увігнутої або концентрично-хвилястої поверхні, яка нагадує внутрішню поверхню черепашки (наприклад, кварц).

2). Скабистий (голчастий) злом характеризується поверхнею, покритою орієнтованими в одному напрямі голчастими або волохистими агрегатами (наприклад, селеніт, рогова обманка, азбест).

3). Землистий злом характеризується шорстквою поверхнею тонкозернистих, слабо зцементованих, агрегатів (наприклад, каолін, лімоніт).

4). Зернистий злом притаманий для дрібнокристалічних агрегатів.

Твердість – це ступінь опору мінералів будь-якому зовнішньому механічному впливу. Твердість мінералів визначають шліфуванням, дряпанням або утискуванням квадратної алмазної пірамідки на мікротвердометрі в $кг/мм^2$.

У мінералогії користуються відносною шкалою Мооса, до якої входить 10 мінералів-еталонів:

	Число твердості $кг/мм^2$
1). Тальк – $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	2,4
2). Гіпс – $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$	36
3). Кальцит – $Ca[CO_3]$	109
4). Флюорит – CaF_2	189
5). Апатит – $Ca_5(F, Cl, OH)[(CO_3)(PO_4)]_3$	536
6). Ортоклаз – $K[AlSi_3O_8]$	795
7). Кварц – SiO_2	1120
8). Топаз – $Al_2(F, OH)_2 \cdot [SiO_4]$	1427
9). Корунд – Al_2O_3	2060
10). Алмаз – C	10060

У польових умовах іноді доводиться визначати твердість наявними засобами. Твердість 1 має графіт; 2 – кам'яна сіль; 2-2,5 – ніготь; 3,5-4 – бронзова монета; 4 – залізний цвях; 5 – скло; 6 – голка; 7 – кварц. Мінерали з більшою твердістю зустрічаються рідко.

Крім вказаних ознак слід зазначити густину, магнітність, скипання при дії соляної кислоти, смак, подвійне променезаломлення та інші.

2. КЛАСИФІКАЦІЯ МІНЕРАЛІВ

Сучасна класифікація мінералів проводиться за їх хімічним складом і кристалічною структурою речовини. Внутрішня структура мінералів визначається рентгенометричним методом. За хімічним складом і кристалографічною будовою мінерали поділені на класи: самородні елементи, сульфідні, оксидні і гідроксидні, галогенні сполуки, вуглецеві сполуки, сульфати, фосфати, силікати.

2.1. Клас самородних елементів

До цього класу відносять мінерали, які являють собою окремі хімічні елементи – метали і рідше неметали. Багато з них мають важливе практичне застосування (платина, золото, срібло, сірка, графіт, алмаз).

Золото – Au (від лат. аурога – вранішня зоря; від слов. «сол» – сонце) – це метал жовтого кольору, тягучий і ковкий, з температурою плавлення $1063^\circ C$. Холодною прокаткою можна утворити фольгу золота завтовшки $8 \cdot 10^{-5}$ мм. Золото не розчиняється у лугах і кислотах, реагує з «царською горілкою», взаємодіє з галогенами.

У природі золото зустрічається у вигляді лусок, неправильних зерен, шматочків дроту, дендритоподібних агрегатів. Колір – золотисто-жовтий, блідо-жовтий (домішки срібла), червоно-жовтий (домішки міді). Ріса – металева, жовта, Блиск – типовий металевий. Твердість 2,5-3,0. Спайність відсутня. Густина – 19,3. Майже завжди містить домішки срібла (4-15%), міді (до 20% – купроаурит), паладію (5-11% – порпечит), вісмуту (до 4% – бісмутаурит). Золото з домішкою срібла 15-43% має назву «електрум».

Переважно золота має гідротермальне походження і пов'язане з кислими магматичними породами. Знаходиться у парагенезисі з кварцом і сульфідами (піритом, арсенопіритом, халькопіритом, галенітом і сфалеритом). Завдяки хімічній стійкості золото утворює розсипні родовища (р. Клондайк на Алясці, р. Лена, р. Коліма в Росії). У розсипах провінції Вікторія (Австралія) було знайдено самородки вагою 59,67 і 68,08 кг. У Чилі знайдено самородок вагою 153 кг.

Сірка – S (від санскр. «сіра» – світло-жовтий; від лат. Sulfur – світло-жовтий) – зустрічається у вигляді окремих кристалів і їх зростків, частіше у вигляді щільних або землистих мас, утворює натічні форми. Мас різні відтінки жовтого кольору аж до бурого і чорного (присутність органічних домішок), ясно-жовту рису, блиск на гранях кристалів скляний, нерідко алмазний, на зломі масний або матовий. Мінерал провівач, злом нерівний і черепашковий; спайність – недосконала; твердість 1,5–2,0. Густина – приблизно 2. Плавиться при температурі 112–119°. При терті електризується. Легко загоряється.

Сірка утворюється з вулканічних газів, при зміні у поверхневих умовах мінералів, що містять сірку, а також біогенним шляхом. Родовища відомі у Середній Азії, Поволжі, Прикарпатті, на о. Сицилія, у штатах Техас і Луїзіана (США). Сірка застосовується в хімічній промисловості (з неї добувають сірчану кислоту); в сільському господарстві; для виготовлення пороху; як наповнювач при виробництві гуми.

Графіт – C (від гр. «графо» – пишу) – самородний вуглець шаруваті будови. Кристали рідкісні, таблитчасті. Утворює дрібні лусочки і пластинки, а також землисті, лускуваті агрегати. Спайність досконала в одному напрямку. Густина 2,09–2,23, твердість 1. Колір – від залізо-чорного до сталеві-сірого. Блиск сильний металоподібний або матовий, землистий (у шунгіті). Різа – чорна. Електропровідність – висока. Температура плавлення 3800°C. Графіт утворюється внаслідок неглибокого метаморфізму гірських порід.

Алмаз – C (від спотвореного гр. «адамас» – непереможний) – самородний вуглець кубічної сингонії. Кристали октаедричні, додекаедричні, рідше кубічні і тетраедричні, недосконалі, часто з округлими гранями, нечіткими ребрами і вершинами. Спайність середня у чотирьох напрямках по октаедру. Густина 3,50–3,53. Твердість 10, але різна в різ-

них напрямках кристалу. Блиск алмазний. Злом черепашковий. Криккий безбарвний, білий, голубий, зелений, жовтуватий, коричневатий, червонуватий, темно-сірий до чорного. Прозвінчаний до прозорого.

Корінні родовища пов'язані з трубками вибуху, в ультраосновних породах – кімберлітах. З 1965 року із сажі і графіту під великим тиском (50 тис. атм.) та при високій температурі (понад 1200°C) і наявності каталізаторів виробляють штучні алмази. Прозорі алмази після огранування і шліфування під назвою «діаманти» використовують як прикраси. Але 85% добутих природних алмазів і всі вироблені штучно служать для технічних потреб. Корінні родовища відомі в Якутії, у Південній Африці, Архангельській області, Венесуелі, Австралії, розсипні – в Індії, Бразилії. У ПАР знайдено алмаз вагою 3010 каратів, тобто 602 г.

2.2. Клас сульфідів

До них відносять мінерали – похідні сірководневої кислоти H_2S і H_2S_2 , сполуки металів і сірки. Багато з них є рудами металів.

Пірит, або сірчаний колчедан, – FeS_2 (від гр. «пір» – вогонь) – має кубічні гранецентровані ґратки, де кожен атом сірки оточений тетраедрично трьома атомами заліза і одним атомом сірки, а кожен атом заліза, в свою чергу, оточений шістьма атомами сірки, які розташовані у вершинах октаедра. На гранях часто має взаємно перпендикулярну штриховку. Пірит містить 46,55% заліза і 53,45% сірки. Домішки: Co, Ni, Cr, V, As, Sb, Se, Te, Au. Кристали кубічні, пентагон-додекаедричні, октаедричні та у вигляді дидодекаедра (рис. 2.1.).

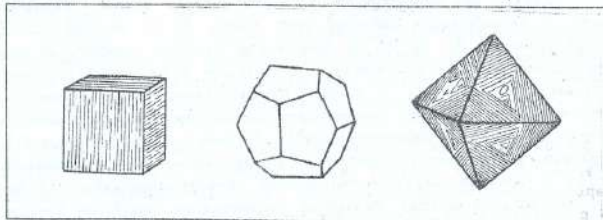


Рис. 2.1. Габітус кристалів піриту.

Утворює суцільні зернисті скупчення. Спайність — недосконала, злом нерівний або черепашковий. Густина 4,9-5,2; твердість 6,5-6,75. Колір світло-жовтий, часто з латунно-жовтою, бурюю і строкатою грою кольорів на поверхні. Риса бурувата, зеленувато-чорна. Блиск металевий, сильний. Крихкий, слабо проводить електрику. Термоелектричний.

Мінерал такого ж складу, який зустрічається переважно у вигляді жовен, конкрецій, з променистою будовою, гребінчастих зростків, має назву марказит. Пірит утворюється за різних умов: у магматичних породах, контактово-метасоматичних і гідротермальних утвореннях, при діяженезі осадових порід. Він може використовуватись при виробітку сірчаної кислоти, або видобутку селену і золота. Найбільший кристал піриту відомий з Греції, розмір якого дорівнює 50 см.

Халькопірит, або мідний колчедан, — CuFeS_2 (від гр. «халькос» — мідь і «пір» — вогонь) — це сульфід міді та заліза. Склад: 34,56% міді, 30,52% заліза, 34,92% сірки. Домішки: Ag, Au, Tl, Se, Te. Звичайно утворює зернисті маси. Спайність недосконала, злом черепашковий. Густина 4,1-4,3. Твердість 3-4. Колір латунно-жовтий, часто з веселковою грою кольорів. Блиск металевий. Риса зеленувато-жовта. Непрозорий. Добрий провідник електрики. Температура плавлення 1000°C .

Халькопірит — головна руда для виплавлення міді. Генетично пов'язаний з основними магматичними породами і гідротермальними процесами. Родовища: Норильськ, Талнах, Середній Урал, Кузнецький Алату (Росія), Дзезказган (Казахстан), Бісбі і Б'юті (США), Хуельва (Іспанія), Катанга і Південна Родозія (Південна Африка).

Галеніт, або свинцевий блиск, — PbS (від лат. galena — свинцева руда) — найважливіша свинцева руда. Склад: 86,6% свинцю, 13,4% сірки. Домішки: Se, Ag, Bi, Te. Кристалічна структура належить до типу NaCl. Аніони сірки розташовані за законом найщільнішої кубічної (тришарової) упаковки, а катіони свинцю заповнюють октаедричні порожнини між аніонами. Найчастіше кристали у вигляді куба. Спайність цілком досконала та досконала по кубу. Густина 7,4-7,6. Твердість 2-3. Крихкий. Колір свинцево-сірий. Риса сірувато-чорна. Блиск металевий. Злом у щільних масах черепашковий. Електропровідний. Типово гідротермальний мінерал. Родовища: Садонське на Північному Кавказі, багато родовищ на Алтаї, у Карамазарі (Середня Азія), Нерчинське родовище у Забайкаллі, Березівське у Закарпатті, у штаті Місурі (США),

Брокен-Хіл в Австралії. В Англії було знайдено кристал галеніту розміром 25 см.

Сфалерит — ZnS (від гр. «сфалерос» — оманливий) — сульфід цинку, руда для видобутку цинку. Склад: 67,06% цинку, 32,93% сірки. Домішки: Fe, Cd, Ga, Jn, Au, Ag, Sn, Pb, Ni. Кристали тетраедричні, додекаедричні і кубо-октаедричні розміром до 7 см, а також зернисті агрегати.

Спайність досконала. Густина 3,9-4,1. Твердість 3,5-4. Колір часто змінюється в межах одного зразка; звичайно бурий, чорний, рідше червонуватий, жовтий, зелений, білий, сіруватий. Жовта або безбарвна відміна сфалериту має назву «лейофан»; а залістий сфалерит, який має чорний колір, носить назву «марматит». Колір риси змінюється відповідно до складу (від жовтої до бурої). Блиск жирний, алмазний. Прозорий або напівпрозорий. Злом черепашковий. Крихкий. Поганий провідник електрики. Має піро- та пьезоелектричні властивості. Типовий гідротермальний мінерал. Родовища: Хандіза в Узбекистані, на Північному Кавказі, на Алтаї, Березівське родовище в Закарпатті.

Кіновар — HgS («кров дракона» — стара назва індійського(?) походження) — сульфід ртуті. Звичайно зустрічаються вкраплені зерна кіноварі, зернисті скупчення та землясті і порошковаті примазки і нальоти. Кубічна модифікація носить назву «метацинабарит». Колір кіноварі червоний, іноді зі свинцево-сірою грою кольорів. Риса яскраво-червона. Блиск алмазний. Напівпрозора. Спайність досконала в одному напрямку. Злом напівчерепашковий, нерівний. Крихка. Твердість 2-2,5. Густина 8,09-8,20. При нагріванні більше 200° випаровується без залишку. Парі ртуті є дуже отруйними.

Кіновар — типовий низькотемпературний гідротермальний мінерал. Головний мінерал для видобутку ртуті. Родовища: Альмаден (Іспанія), Аміата (Італія), Ідрія і Авала (Югославія), Хайдаркан і Чаувай (Киргизстан), Микитівка у Донбасі, в Закарпатті (невеликі).

Антимоніт — Sb_2S_3 (від лат. antimonium — сурма). Склад: Sb — 71,4%, S — 28,6%. Антимоніт утворює сплутані агрегати, голчасті кристали, променисті скупчення і вкраплені зерна. Кристали антимоніту досягають розмірів до 0,5 м. Колір свинцево-сірий. Риса свинцево-сіра. Блиск металевий, дуже яскравий на гранях і площинах спайності.

Прозорий. Спайність досконала в одному напрямку. Злом напівперелашковий. Крихкий. Твердість 2-2,5. Густина 4,6. Для антимоніту характерні голковидні, а також призматичні штрихуваті кристали з синюватою грою кольорів на поверхні. Дуже легко плавиться. Найголовніша руда сурми.

Антимоніт — це продукт низькотемпературних гідротермальних процесів. Родовища: Ішінокава на о. Сікоку (Японія), провінція Юн-нань у Китаї, на частку якого припадає майже 50% світового видобутку сурми. Роздольнінське у Красноярському краї (Росія), Кадамжай у Середній Азії.

Сурма плавиться при температурі 630,5°. Металева сурму застосовують у вигляді сплавів для виготовлення друкарських шрифтів, підшипників. Сплав сурми зі свинцем використовують для виготовлення акумуляторних пластин. Чисту сурму застосовують як донорну-добавку до германію у виробництві напівпровідників.

Арсенопірит — FeAsS . Мінерал дістав назву за близькості свого складу до складу піриту та за вмістом миш'яку. Синонім — «миш'яковий колчедан». Хімічний склад: Fe — 34,30%; As — 46,01%; S — 19,69%. Домішки: Co, Ag, Au, Cu, Pb, Bi, Sb. Іноді вміст золота в арсенопіриті досягає 700 г на тону мінералу. Арсенопірит утворює суцільні і зернисті агрегати, рідше призматичні кристали з хрестоподібними двійниками. Колір його олов'яно-білий, срібно-олов'яний до сталево-сірого на зломі. Часто спостерігається гра різних відтінків жовтого кольору. Риса сірувато-чорна. Блиск металевий. Спайність досконала в одному напрямку. Злом нерівний. Твердість 6,0-6,5. Густина 6,07-6,15. Проводить електричний струм. При ударі молотком відчувається часниковий запах.

Арсенопірит є типово гідротермальним мінералом. У родовищах знаходиться разом з іншими сульфідами, сріблом і золотом. Він є основною миш'яковою рудою. Найчастіше його видобувають у комплексі з іншими рудами. На Україні арсенопірит виявлено в родовищах Нагольного краю (Донбас) і в Закарпатті. Найбільші його родовища відомі в Швеції і Мексиці.

Молібденіт — MoS_2 (від гр. «молібдос» — свинець). Склад: Mo — 60%, S — 40%.

Кристалічна структура типово шарувата; у ній шари атомів молібдену розміщуються між двома шарами атомів сірки. Звичайно спостерігаються лускуваті та листуваті агрегати молібденіту. Колір свинцево-сірий. Риса сіра, часто з зеленкуватим відтінком. Блиск металевий. Непрозорий, спайність досконала в одному напрямку. Твердість 1. Еластичний. Пластинки гнучкі, але не пружні. Густина 4,7-5,0. Масний на дотик. Температура плавлення 1185°C.

Родовища молібденіту гідротермального походження, генетично зв'язані з кислими породами (гранітами і гранодіоритами), парагенетично пов'язані з кварцом, піритом і халькопіритом, а також з шеєлітом, вольфрамітом, каситеритом і вісмутином у скарнах. Молібденіт — єдина промислова руда для виробництва молібдену. Родовища: Кляймекс у штаті Колорадо (США), на частку якого припадає 55-60% світового видобутку молібденіту; Бінгем у штаті Юта (США); Східний Сибір і Далекий Схід (Росія). Молібден — тугоплавкий метал з температурою плавлення 2620°C — використовують для виробництва легованих сталей.

2.3. Клас окисів і гідроксидів

До класу окисів і гідроксидів належать найпростіші сполуки металів і металоїдів з киснем і гідроксидом.

Кварц — SiO_2 (походження назви невідоме). Найбільш поширений мінерал у різних за генезисом гірських породах. В основі структури кварцу лежать кремнекисневі тетраедри. У них навколо кожного атома кремнію (на, приблизно, однакових відстанях) розташовані чотири атоми кисню, а кожен атом кисню сполучає два тетраедри, тобто розміщується між двома атомами кремнію. Тетраедри з'єднані між собою вершинами.

Габітус кристалів кварцу видовженопризматичний, рідше — біпірамідальноподібний. Головними формами кристалів є гексагональна призма і ромбоєдри. Грані призми часто мають горизонтальну штриховку. Кварц найчастіше водянопрозорий, але буває різних кольорів. Прозорі відміни мають назву «гірський кришталі», фіолетовий кварц — «аметист», димчастий кварц — «раухтопаз»; жовтий кварц — «цитрин»; чорний — «моріон». Крім того, відомі: «празем» — зелений кварц, забарвлення якого викликане тонкими включеннями актиноліту або хлориту; «авантюрин» — буро-червоний кварц з мерехтливим золотистим поліском від включень слюди, гетиту або залізної слюдки; «котяче око» — зеленуватий кварц з

шовковистим полиском від включень азбесту; «тигрове око» — темно-бурий кварц із золотистим полиском; «соколине око» — синюватий кварц з включеннями крохидоліту.

Злом кварцу черепашковий. Блиск скляний. Спайність недосконала. Твердість 7. Густина 2,65. Має п'єзоелектричні властивості, які виникають при стисненні і розтягуванні пластинки кварцу в напрямку, паралельному осі другого порядку (уздовж призми). Такі пластинки застосовують у радіотехніці.

Прихованокристалічною відміною кварцу є халцедон (від назви стародавнього міста Халцедон на березі Мармурового моря). Твердість його 6,5. Колір світло-сірий, голубуватий. Синюватий халцедон має назву сапфірин; блідо-рожевий до червоного — «карнеол» або «сердолік»; яблучно-зелений — «хризопраз»; смугастий — «агат». Всі ці різновиди халцедону використовуються в ювелірній справі.

На Україні значні родовища моріону знайдено в пегматитах Волині, де кристали кварцу сягають 70 тонн.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (від санскр. *opala* — коштовний камінь) — це аморфна кремнекислота з кількістю води від 0,4 до 28%. Типовий твердий гідрогель. Зустрічається у вигляді натічних ниркоподібних утворень, сталактитів, а також суцільних або землястих скупчень і шільних, подібних до скла, мас. Густина 1,9-2,2. Твердість 5. Колір білий, сірий, а залежно від домішок може бути різний. Блиск скляний. Спайність відсутня. Злом черепашковий. Утворюється при низьких температурах з гідротермальних розчинів у мигдалинах вулканічних порід і у відкладах гарячих джерел; також буває екзогенного (цемент пісковиків), біогенного (скелети радіолярій, спікули губок, скелет діатомових всдоростей) походження.

Зустрічається, так званий «благородний опал» — коштовний камінь з гарною грою кольорів завдяки опалесценції (райдужна гра кольорів, яка обумовлена коміркуватою будовою).

Гематит — Fe_2O_3 (від гр. «гематитес» — кривавий камінь) — це окис тривалентного заліза шаруватої будови. Склад: Fe — 69,94%; O — 30,06%. Домішки: Ti, Mg і двовалентне залізо. Кристали пластинчасті, ромбоєдричні, табличчасті, звичайно в суцільних, шільних, прихованокристалічних, листоватих, лускуватих, а також землястих агрегатах.

За характером агрегатів розрізняють велику кількість відмін гематиту, найголовнішим з яких є:

1) залізний блиск — явнокристалічна відміна чорного кольору з металевим блиском. Серед залізних блисків виділяють: залізні троянди, які є скупченням табличчастих кристалів; залізну слюдку — тонколистувату або дрібношкаралупчасту відміну залізного блиску;

2) червоний залізняк — шільні агрегати червоного кольору. До нього належать: мартит — псевдоморфози гематиту по магнетиту; оолітовий червоний залізняк, складений окремими круглими зернами, зцементованими шільним червоним залізняком; глинисті і вохристі червоні залізняки;

3) червона скляна голова — натічні форми променистої і концентричношкаралупчастої будови.

Колір кристалічних відмін гематиту залізо-чорний; землясті відміни — яскраво-червоні. Колір риси — вишнево-червоний. Блиск напівметалічний. Мінерал напівпрозорий у тонких пластинах. Спайність відсутня. Злом напівчерепашковий до нерівного. Твердість 5,5-6. Мінерал крихкий. Густина 5,0-5,2. Електромагнітний.

Гематит відрізняється за кольором риси. Важливий мінерал як руда заліза. Утворюється в окисних умовах у родовищах і гірських породах різного генетичного типу; при магматичних процесах, у гідротермальних родовищах, при метаморфізмі, в екзогенних умовах. Найбільші родовища гематиту відомі на Україні (Криворізьке), в районі Курської магнітної аномалії (Росія), поблизу озера Верхнього (США), Мінас-Жерайж (Бразилія). Усі вони мають метаморфічне походження і утворилися з осадових порід (залізисті кварцити).

Магнетит (можливо, за ім'ям пастуха Магнеса, який першим знайшов цей мінерал). Це складний окис заліза — FeFe_2O_4 . Хімічний склад: FeO — 31,0%; Fe_2O_3 — 69%; Fe — 72,4%; O — 27,6%. Домішки: Mg, Mn, Ti, Cr. Відміни з підвищеним вмістом (до декількох відсотків) титану або хрому мають назву титаномангнетит і хромомангнетит.

Кристали магнетиту октаєдричного або ромбо-додєкаєдричного габітусу. Звичайно магнетит утворює тонкозернисті масивні агрегати. Колір магнетиту залізо-чорний. Колір риси чорний. Блиск напівметалічний. Спайність відсутня. Мінерал непрозорий, дуже магнітний, причому при нагріванні до температури 580°C магнітні властивості зникають, але

після охолодження проявляються знову. Густина 4,56-4,65. Твердість 6,5-6,75. Магнетит відрізняється від інших мінералів чорним кольором риси і магнітними яскостями.

Це найважливіший мінерал як руда заліза. Він утворюється у відновних умовах, найчастіше при магматичних процесах на контакті з карбонатними породами під впливом гідротермальних і пневматолітових розчинів, а також під час метаморфічних перетворень осадових родовищ бурих залізняків.

Родовища: Кривий Ріг (Україна), Курська магнітна аномалія (Росія), озеро Верхне (США). Найбільшими контактно-метасоматичними родовищами є гори: Магнітна, Висока і Благодать (на Уралі). До магматичних належать Кусінське родовище титаномагнетитів (на Південному Уралі), а також Кіруноваара і Люссавара (у Швеції).

Лімоніт (від гр. «лімон» – лука, маються на увазі лучні і болотні руди). Лімоніт ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) являє собою суміш різних гідроксидів заліза: гетиту, гідрогетиту, лепідокрокіту, а також глинистих частинок. Звичайно зустрічається у вигляді щільних натічних і землистих пористих мас, конкрецій і оолітів радіально-променистої або шаралупчастої будови.

Колір його змінюється від охристо-жовтого у пухких різновидів до темно-бурого і чорного у щільних. Риса, відповідно, жовто-бура або бура. Твердість 1-5. Густина 2,7-4,3.

Походження лімоніту поверхнево (екзогенне), пов'язане з вивітрюванням залізовміщуючих мінералів, а також з осаджуванням з води поверхневих водоймищ. Найбільш великі родовища лімоніту є на Керченському півострові (Каміш-Бурун), на Північному Кавказі, в Лотарингії, Люксембурзі, на Кубі, в районі Липецька і Тулі (Росія).

При метаморфічних процесах відбувається дегідратація і перетворення лімоніту в гематит і магнетит. Лімоніт є важливою залізною рудою. Залізний вік людства почався з плавлення саме болотних лімонітових руд.

Корунд – Al_2O_3 (від староіндійської назви цього мінералу – kuruwinda). Хімічний склад: Al – 52,91%; O – 47,09%. Домішки: Cr, Fe, Ti, Mn, Si. Колір мінералу синювато- або жовтувато-сірий, безбарвний, червоний. Відомо багато відмін корунду, які поділяються на звичайні і благородні (прозорі). Головними серед прозорих корундів є: лейко-

сапфір – безбарвний; сапфір – синій від домішок Co і Ti; рубін – червоний від присутності хрому. Виділяють ще наждак, який є сумішшю корунду з магнетитом, гематитом і шпінеллю.

Корунд риси не дає. Блиск скляний, спайності не має. Твердість 9. Густина 3,95-4,10. Має напівпровідникові властивості.

Корунд утворює переважно вкрапленки в породі і значно рідше – зернисті скупчення. Кристали його, як правило, добре утворені і характеризуються діжкоподібним, стовпчастим, пірамідальним і пластинчастим обрисом (рис. 2.2). Вони мають до 10 см у перерізі, а в ПАР знайдено кристал корунду вагою 152 кг.

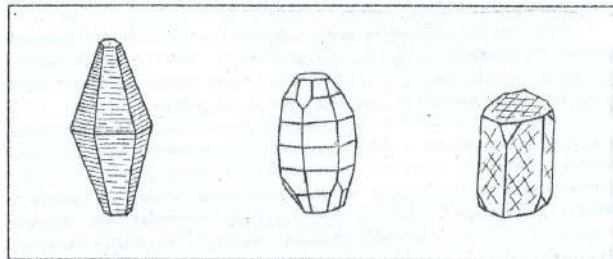


Рис. 2.2. Габітус кристалів корунду.

Головні промислові родовища корунду знаходяться в гранітних пегматитах, а також в контактно-метасоматичних утвореннях. Великі родовища благородного корунду є в Бірмі, де знайдено кристал рубіну вагою 690 г, у Таїланді, розсіпні родовища сапфіру в Індії. Звичайний корунд добувають у Канаді, в Південній Африці, на острові Наксос (Греція), в родовищах Борзовське та Іртянське на східному схилі Уральських гір, Семізбуги у Центральному Казахстані. Основне застосування корунду – в абразивній промисловості, а також у ювелірній справі.

Боксит (за назвою селища Веах у Франції). Боксит – $AlO(OH)$ – $Al(OH)_3$ – це загальна назва суміші оксидів і гідроксидів алюмінію (діаспор, гідраргиліт, беміт), а також заліза і глинистих частинок. Він зустрічається у вигляді землистих пухких або цементованих мас, часто має оолітову будову. Колір білий, сірий, зелений, жовтий до червоного

і бурого. Риса біла, жовта, буровато-червона від домішок гідроокисів заліза. Твердість 2-4 і до 7 (у діаспора). Утворюється при вивітрянні гірських порід, мінерали яких містять алюміній (польові шпати).

Бокситові родовища відомі у Франції (департамент Бо), родовища Вишневі Гори і Червона Шапочка на Уралі, Тихвінське біля Санкт-Петербурга в Салаїрському краї, у Середній Азії. Боксит є алюмінієвою рудою.

Піролюзит – MnO_2 (від гр. «пір» – вогонь і «люсис» – миття, бо при виготовленні скла знищує його зелений колір). Хімічний склад: Mn – 63,2%; O – 36,8%.

Зустрічаються звичайно щільні зернисті, порошокваті і сажисті агрегати та конкреції, а також радіально-голчасті агрегати. Колір мінералу і риси чорний. Блиск напівметалевий. Непрозорий, крихкий. Спайність теоретично досконала. Густина 4,4-5,0. Твердість 6,5-6,75.

Піролюзит – найважливіша руда марганцю. Утворюється здебільшого в екзогенних умовах з колоїдних розчинів, які виносяться річковими водами і зазнають коагуляції в прибережних зонах моря, а також у глибоководних котловинах у вигляді конкрецій. Родовища відомі в Закавказзі (Чіатура), на Україні (Інгулецьке, Нікопольське, Велико-токмацьке), у Чехії (Платен), в Індії (Балагат, Нагпур), Пакистані (Бандар), Гані.

2.4. Клас галогенних сполук

Галогенні сполуки об'єднують солі галогідних кислот HF, HCl, HBr, HI.

Флюорит, або плавиковий шпат, – CaF_2 (від лат. назви фтору fluoium – течія, рідина, що тече). Флюорит є добрим флюсом, який прискорює плавлення металів. Хімічний склад: Ca – 51,33%; F – 48,67%. Домішки: Cl, Fe_2O_3 , Pb, U, бітумінозні речовини.

Флюорит утворює в основному щільні, землісті і тичкуваті агрегати та друзи, кристали в яких мають кубічний і рідше октаедричний габітус. Окремі кристали досягають 200 см у перерізі (США). На гранях кубічних кристалів флюориту спостерігаються досить характерні фігури травлення. Флюорит часто прозорий, іноді зовсім безколірний, але найчастіше має блідо-жовте, зеленувате, фіолетове, блакитне забарвлення. Колір риси

білий. Блиск скляний. Спайність досконала по октаедру. Злом плоско-черепашковий або нерівний. Твердість 4. Крихкий. Густина 3,18. Під катодною лампою мінерал флюоресцює зеленим, синім і фіолетовим кольором.

Це типово гідротермальний мінерал. Зустрічається разом з кварцом, баритом, кальцитом, сфалеритом і галенітом. Флюорит застосовують у металургії, для отримання плавикової кислоти, в оптиці, у приладах нічного бачення. Великі родовища флюориту є в Англії (Кумберленд), у штатах Коннектикут та Іллінойс (США), у Забайкаллі (Абагайтуй і Калангуй), у Казахстані (Аурахмат).

Галіт – $NaCl$ (від гр. «гальс» – сіль). Синонім – «кам'яна сіль». Хімічний склад: Na – 39,39%; Cl – 60,61%. Домішки: Br, Ag.

Кубічна сингонія. Іони хлору утворюють найщільнішу кубічну упаковку, октаедричні порожнини між ними заповнені іонами натрію; отже, навколо іона хлору розміщується шість іонів натрію, а іон натрію оточений шістьма іонами хлору (рис. 2.3).

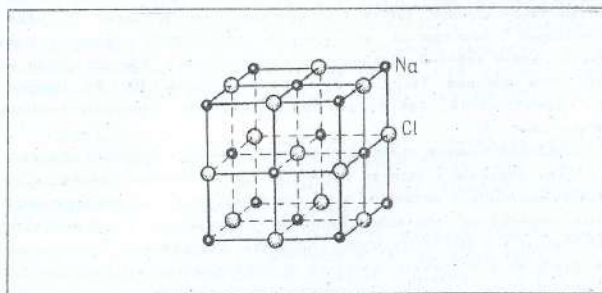


Рис. 2.3. Кристалічні ґратки галіту.

Кристали кубічні, октаедричні, часто ступінчасті. Галіт зустрічається також у суцільних кристалічних зернистих масах, іноді утворює кірочки, нальоти і вицвіти та друзові агрегати, рідко бувають сталактитові і волосовидні агрегати. Мінерал прозорий і безбарвний, іноді білий. Домішки забарвлюють його у різні кольори. Риса біла. Блиск скляний. Спайність цілком досконала по кубу. Злом черепашковий.

Твердість 2. Крихкий. Густина 2,1-2,2. Ізотропний. Має слабку електропровідність і високу теплопровідність. Добре розчиняється у воді, має солоний смак.

Основні маси галіту осаджуються у замкнених або напівзамкнених водоймах (лагунах, озерах), а також іноді як продукт згону (сублімації) на стінках кратерів вулканів. Родовища: Штасфуртське у Німеччині, у штатах Канзас, Нью-Мексико, Техас і Оклахома (США), Величка у Польщі; Солікамське, у Прикаспійській низовині Ельтон, Баскунчак (Росія), а також на Україні – в Слов'янсько-Артемівському районі (Донбас), Солотвинське в Закарпатті. Галіт застосовується у харчовій промисловості, а також для одержання соляної кислоти і препаратів натрію.

Сильвін – KCl (за ім'ям французького хіміка Сильвія де ля Баш). Хімічний склад: K – 52,44%; Cl – 47,56%. Домішки: Br, J. Кубічна сингонія. Кристалічна структура сильвіну аналогічна структурі галіту. Сильвін найчастіше зустрічається в суцільних зернистих скупченнях, утворює також кірочки, кубічні і рідше-октаедричні кристали. Він водяно-прозорий і безбарвний, але домішки забарвлюють мінерал у різні кольори. Блиск скляний. Спайність цілком досконала, або досконала по кубу. Злом нерівний. Твердість 2. Крихкий. Густина 1,97-1,99. Ізотропний, гігроскопічний, має високу теплопровідність, гіркувато-солоний пекучий смак.

Важливий мінерал калію. Утворюється внаслідок хімічного осадження водних розчинів у затоках морів і в озерах, причому серед солей сильвін утворюється останнім, тому він характерний для верхніх горизонтів солених покладів. Нині він осаджується в озері Серлс (Каліфорнія) і в Мертвому морі. Родовища: Солікамське в Приураллі, Штасфуртське в Німеччині, Калуське та Стебниківське у Прикарпатті, в Ельзасі (Франція). Сильвін є сировиною для одержання калійних добрив. Застосовується також у медицині, фотографії, парфумерії, а також як відбілювач (KHSO₃).

2.5. Клас карбонатів

До класу карбонатів належать солі вугільної кислоти.

Кальцит – CaCO₃ (назва походить від лат. calcis – вапно). Синонім «вапняковий шпат». Карбонат кальцію острівної будови. Хімічний склад: CaO – 56,03%; CO₂ – 43,97%. Домішки: Mg, Fe²⁺, Mn, інколи Zn, Sr. Кристали різноманітні: призматичні, табличчасті, ромбоедричні, скаленоедричні (багатогранник з вісьмома або дванадцятьма гранями), рідше дипірамідальні. Звичайно утворює зернисті та щільні скупчення, а також друзи, жеоди та різні натічні форми. Мінерал безбарвний, молочно-білий або забарвлений домішками в різні світлі кольори. Безбарвна прозора відміна кальциту має назву «ісландський шпат», натічні форми зонально-смугастого кальциту – кальцитовий онікс, а голчасті і довгопризматичні відміни – арагоніт. Спайність досконала по ромбоєдру. Твердість змінюється в різних напрямках від 2,75 до 3,25. Густина 2,71. Блиск скляний. Злом черепашковий. Крихкий. Риса біла до сіруватої. Легко розчиняється у розбавленій соляній кислоті з бурхливим виділенням CO₂.

Кальцит утворюється при екзогенних процесах, відкладаючись з холодних і гарячих вод, а також у мигдаликах ефузивних порід. Мармури утворюються при метаморфізмі вапняків. Ісландський шпат застосовують в оптиці (ніколи мікроскопів); онікси вважають коштовним камінням. Кальцит – важливий будівельний матеріал. Родовища багаточисленні. В Ісландії знайдено кристал кальциту розміром 6х2 м.

Магнезит – MgCO₃. Елемент магній названо за місцевості Магнезія в Греції. Карбонат магнію острівної будови. Хімічний склад: MgO – 47,6%; CO₂ – 52,4%. Домішки: Mn, Ca. Утворює безперервний ізоморфний ряд з сидеритом – FeCO₃.

Магнезит зустрічається в суцільних мармуроподібних масах і натічних формах, рідко – в кристалах ромбоедричного габітусу. Колір мінералу білий з жовтуватим або сіруватим відтінком. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала по ромбоєдру. Злом черепашковий. Твердість 4-5. Густина 2,9-3,1. Взаємодіє тільки з нагрітою соляною кислотою.

Важливий мінерал магнію. Утворюється при гідротермальних процесах, а також при вивітрюванні серпентинітів. Родовища: Саткинське, Бакальське і Халіловське на Уралі, Вейтче в Австрії, у Чехії і Китаї. Магнезит використовують у металургії і будівництві як вогнетривкий матеріал (обпалений магнезит витримує температуру до 3-х тисяч градусів).

Сидерит – $\text{Fe}(\text{CO}_3)$. (Назва походить від гр. «сидерос» – залізо).

Карбонат закисного заліза острівної будови. Синонім – «залізний шпат». Хімічний склад: FeO – 62,1%; CO_2 – 37,9%. Домішки: Mg , Mn , Ca , Si , Al . Кристали звичайно ромбодрічні від тонко- до товстотаблицчастих, призматичні і скаленодрічні. Мінерал утворює зернисті, кулясті, мармуроподібні маси та гроніподібні агрегати. Колір жовтуватобілий, сіруватий, червоноувато-коричневий, блідно-зелений, іноді білий. Ріса біла. Блиск скляний, переходить у перламутровий або шовковистий, іноді спостерігається строката гра кольорів. Спайність досконала. Злом нерівний до черепашкового. Крихкий. Напівпрозорий. Густина 3,89. Твердість 3,5-5,0. Розкладається з шипінням у нагрітій соленій кислоті, яка жовтіє внаслідок утворення хлорного заліза.

Сидерит є залізною рудою. Утворюється при руйнуванні силікатів заліза у відновних умовах, з гідротермальних розчинів разом з цинком і свинцем, як метасоматичний мінерал у вапняках.

Доломіт – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. (Назву одержав за прізвищем французького мінералога Д. Доломіє). Хімічний склад: CaO – 30,40%; MgO – 21,86%; CO_2 – 47,74%. Домішки: Fe^{2+} , Mn , Co , Pb , Zn . Кристали ромбодрічні, а також призматичні і табличчасті. Утворює мармуроподібні кристалічно-зернисті суцільні маси. Колір доломіту сіруватобілий, інколи з жовтуватим, буруватим і зеленуватим відтінком. Ріса біла. Блиск скляний, іноді перламутровий. Спайність досконала по ромбоєдру. Твердість 3,5-4,0. Густина 2,8-2,9. Скипає у порішку при дії соляної кислоти.

Породоутворюючий мінерал. Продукт діагенезу вапняків при взаємодії магnezіальних розчинів; утворюється внаслідок осаду у водних солеродних басейнах, а також при безпосередньому відкладанні з гарячих розчинів у рудних жилах. Доломіт використовується як вогнетривкий матеріал, як будівельний матеріал, а також як флюс у металургії.

Церусит – $\text{Pb}(\text{CO}_3)$, або $\text{PbO} \cdot \text{CO}_2$ (від лат. *cerussa* – білило). Карбонат свинцю острівної будови. Хімічний склад: PbO – 88,53%, CO_2 – 16,47%. Домішки: Zn , Sr . Кристали табличчасті, рідше голчасті, найчастіше суцільні скупчення зернисті та волокнистої будови, натічні і землясті маси. Досить поширені двійники і трійники, утворені пластинчастими кристалами. Колір церуситу білий з сіруватим, жовтуватим або буруватим відтінком, іноді бе-Зарвний. Ріса біла або безбарвна. Блиск

алмазний. Спайність відсутня, інколи недосконала. Злом черепашковий. Твердість 3,5-3,75. Густина 6,55-6,57.

Церусит – типовий екзогенний мінерал, вторинний мінерал свинцю, який виникає в зоні окислення свинцевих родовищ, утворюючи псевдоморфози по галеніту. Він зустрічається на Берегівському горбогір'ї у Закарпатті, а також у горах Каратау (Казахстан), в Забайкаллі і на Алтаї (Росія).

2.6. Клас сульфатів

До класу сульфатів належать солі сірчаної кислоти.

Барит – $(\text{Ba}, \text{Sr}) \cdot (\text{SO}_4)$ (від гр. «барис» – важкий). Синонім – «важкий шпат». Барит являє собою мінеральний вид змінного складу від крайнього барієвого члена власне бариту – $\text{Ba}(\text{SO}_4)$ до крайнього стронцієвого члена целестину – $\text{Sr}(\text{SO}_4)$. Хімічний склад власне бариту: BaO – 65,7%; SO_3 – 34,3%. Домішки: Ca , Pb , Ra . Для бариту характерні друзі добре утворених кристалів, у яких переважають площини призми. Кристали табличчасті, стовпчасті із штриховкою на гранях. Колір бариту білий або сірий, іноді червоний, жовтий і бурий, а також блакитний і зеленуватий. Ріса біла. Злом нерівний. Спайність досконала. Крихкий. Блиск скляний, іноді з перламутровим поліском. Твердість 3,5-3,75. Густина 4,50. Прозорий або трохи просвічує. Характерним є висока густина, не розчиняється в соляній кислоті.

Барит – типовий гідротермальний мінерал, зустрічається в асоціації з галенітом, сфалеритом, кіновар'ю, піритом, халькопіритом, кварцом, флюоритом, кальцитом, самородним золотом і сріблом. Використовується для виготовлення різних білих фарб, у хімічній промисловості для одержання солей барію, у гумовій і паперовій промисловості, а також при бурінні свердловин. На Україні барит є у гідротермальних родовищах Закарпаття (Берегове), у Нагольному кражі (Домбас), у Прикарпатті та Придністров'ї.

Гіпс – $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (від гр. «гіпсос» – крейда). Двоводний сульфат кальцію шаруватої будови. Гіпс утворює суцільні мармуроподібні маси, жилюваті скупчення, а також поодинокі кристали. Обрис його кристалів звичайно пластинчастий, стовпчастий і голчастий. Колір безбарвний (прозорий), білий, рожевий, жовтий, медовий, сірий. Ріса

біла. Блиск скляний з перламутровим полиском, шовковистий у волокнистих різновидів. Спайність цілком досконала. Злом черепашковий, скалковий. Твердість 1,5-2,0. Гнучкий, але не еластичний. Густина 2,3. Часто зустрічаються двійники у вигляді хвоста ластівки. Не вступає у реакцію з соляною кислотою. Волокниста відміна напівпрозорого гіпсу має назву "селеніт". При температурі 400°C гіпс цілком випалюється (обезводнюється) і в такому вигляді застосовується як цемент (неякісний) і матеріал для ліпних робіт у будівництві та медицині. Він має назву алебастр. Гіпс утворюється в результаті висихання лагун і озер, причому, в першій стадії випаровування. Родовища гіпсу є в Донбасі (Артемівська улоговина), в Придністров'ї (Львівська та Івано-Франківська області).

Ангідрит – $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. (Назва походить від гр. «ангідрос» – безводний). Сульфат кальцію острівної будови. Ангідрит звичайно зустрічається у щільних зернистих агрегатах. Колір його білий, часто з блакитним, сірватим, інколи червонуватим відтінком. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала. Злом нерівний до скалкового. Твердість 3-3,5. Крихкий. Густина 2,8-3,0. Не реагує з соляною кислотою. Від гіпсу відрізняється твердістю (не утворює подряпини від нігтя). Осаджується разом з гіпсом при температурі вище 25°C; а також утворюється в результаті зневоднення гіпсу при діагенезі.

2.7. Клас фосфатів

До класу фосфатів належать мінерали, які є солями фосфорної кислоти.

Апатит – $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_3[\text{PO}_4]_3$ (назва походить від гр. «апатаос» – обманюю). Помилково вважали його за берил, турмалін тощо. Безводний фосфат кальцію острівної будови. Хімічний склад: CaO – 55,38%; P_2O_5 – 42,06%; F – до 1,25%; Cl – до 2,33%; H_2O – до 0,56%. Гідроксил і фтор можуть замінюватись хлором, а кальцій – рідкісними елементами (до 12%), стронцієм (до 11,5%), ітрієм (до 10,6%), марганцем та ін.

Кристали апатиту – короткостовпчасті, голчасті, рідше таблитчасті. Знайдено кристал апатиту завдовжки 1 м і вагою понад 160 кг. Поширені також зернисті, тонкокристалічні і землясті утворення апатиту. Скупчен-

ня апатиту в осадових породах називають фосфоритом. Це кулясті шаралупчасті агрегати радіальної будови, а також тонкозернисті або щільні конкреції і жовна. Часто фосфорит утворює псевдоморфози по губках. Колір апатиту блакитний, зелений, фіолетовий, іноді буває безбарний. Риса біла. Блиск скляний, на зломі масний. Спайність недосконала. Злом нерівний, іноді черепашковий. Густина 3,18-3,21. Твердість 5,5.

Апатит поширений як акцесорний мінерал багатьох магматичних порід і пегматитів. Промислові родовища його концентруються в сієнітах, у асоціації з залізними рудами, і в лужних вивержених породах (Хібінське родовище на Кольському півострові, Кіруна-ваара у Швеції, гора Висока на Уралі). Родовища фосфоритів утворюються здебільшого в морських басейнах під час нагромадження конкрецій, а також із залишків тваринних організмів. На Україні значні поклади фосфоритів є у Дніпрово-Донецькій западині і у Придністров'ї (Жванське родовище у Хмельницькій області, Незвиське родовище в Івано-Франківській області). Апатит і фосфорит застосовують у виробництві мінеральних добрив (суперфосфату) і для добування чистого фосфору.

2.8. Клас силікатів

До силікатів належать солі різних кислот кремнію (силіцію). Це найчисельніший клас, до якого відноситься 1/3 усіх відомих мінералів. Вони становлять 85% об'єму земної кори. Силікати є переважною складовою частиною майже усіх магматичних і метаморфічних порід. Багато силікатів є важливими корисними копалинами (кварц, польові шпати, гранат, берил, тальк, серпентин-азбест, каолінит, мусковит та інші).

Основним елементом структури силікатів є тетраедр $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Він складається з чотирьох іонів кисню, іонний радіус якого становить 0,13 нанометра (нано = 10^{-9}), і одного іона кремнію з іонним радіусом 0,04 нанометра. При цьому центри іонів кисню утворюють 4 вершини тетраедра, а іон кремнію займає центр тетраедра (рис. 2.4).

Кремнекисневий тетраедр має 4 вільні валентні зв'язки, завдяки яким відбувається приспінання інших кремнекисневих тетраедрів, а також іонів інших хімічних елементів.

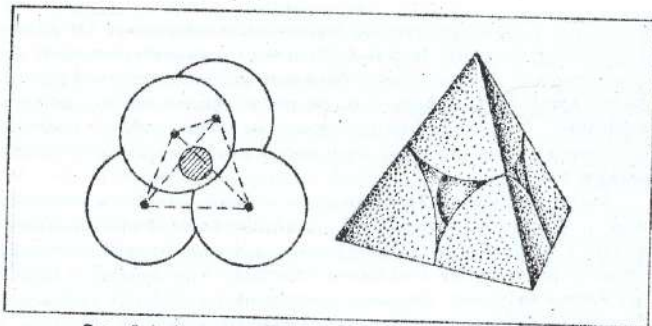


Рис. 2.4. Кремнекисневий тетраедр у двох зображеннях.

В основу класифікації силікатів покладено спосіб з'єднання тетраедрів; звідси виділяють підкласи: острівні, кільцеві, ланцюжкові, шаруваті силікати і каркасні алюмосилікати. В останніх чотирьохвалентний кремній у центрах тетраедрів, частково заміщується тривалентним алюмінієм.

Уся різноманітність, структур силікатів виражається вісьмома типами:

- 1). Тетраедр $[\text{SiO}_4]^{4-}$,
- 2). Подвійний тетраедр $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, який нагадує фігуру піщого годинника,
- 3). Кільце з трьох тетраедрів $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$,
- 4). Кільце з 6-ти тетраедрів $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ або з 4-х тетраедрів $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{12-}$,
- 5). Ланцюжок з формулою $[\text{SiO}_3]^{2-}$, $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$, $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ та ін. (рис. 2.5),
- 6). Стрічка $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ у вигляді зведеного ланцюжка або шестичленних кілець, сполучених між собою іонами кисню (рис. 2.6),
- 7). Лист, або шар $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$, в якому шестичленні кільця з'єднуються по площі на всі боки,
- 8). Каркас $[\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2n}]$, де тетраедри з'єднані всіма чотирма вершинами.

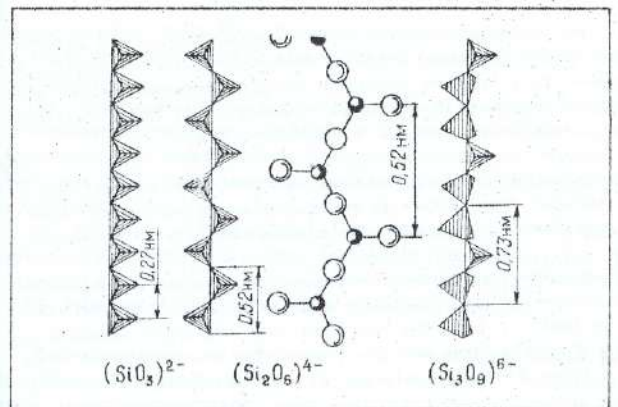


Рис. 2.5. Типи ланцюжків кремнекисневих тетраедрів.

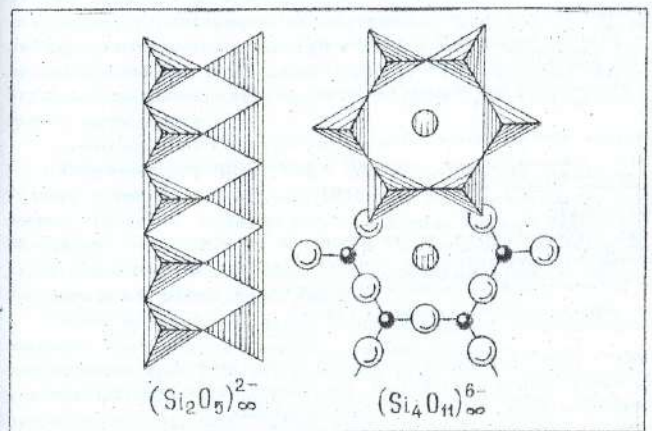


Рис. 2.6. Типи радикалів стрічкових силікатів.

2. 8. 1. Підклас острівних силікатів

В основі структури острівних силікатів лежать окремі або подвійні тетраедри, тобто радикалами острівних силікатів є $[\text{SiO}_4]^{4-}$ і $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, в яких кожен атом кремнію оточений чотирма атомами кисню, що розміщені у вершинах правильного тетраедра. До цього підкласу відносять: олівін, гранат, циркон, топаз, елідот, берил.

Олівін — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 [\text{SiO}_4]$, або $\text{MgO} \cdot \text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ (від лат. *oliva* — олива, маслина; назву дістав за оливково-зеленим кольором). Французька назва олівіну — перидот. Він є мінералом, бідним на кремнекислоту.

Склад олівіну змінюється ізоморфно від крайнього магнієвого члена форстериту — $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, або $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$, до крайнього залізного члена фаяліту — $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$, або $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$. Форстерит названий на честь Дж. Форстера, який першим знайшов цей мінерал. Фаяліт — від о. Фаял з групи Азорських островів, де його знайдено у вулканічних породах.

Це пляшково-зелений прозорий і крихкий мінерал зі скляним блиском, середньою спайністю (частіше недосконалою), нерівним або черепашковим зломом. Густина олівіну змінюється від 3,2 у форстериту до 4,4 у фаяліту. Твердість 7 у форстериту і 6 у фаяліту. Риси не дає (твердий), але порошок білий. Колір олівіну може змінюватись до жовтого, коричневого (за рахунок окислення заліза) і сірого (окислення магнію).

Кристали олівіну рідкісні, мають короткостовпчастий, призматичний габітус; звичайно щільні, зернисті агрегати. Прозорі зеленуватожовті кристали олівіну мають назву хризоліт і використовуються для ювелірних прикрас.

Олівін застосовується як вогнегнотривкий матеріал. Це типово магматичний породоутворюючий мінерал, складає ультраосновні і частково основні породи. Під дією гідротермальних (гарячих) розчинів форстерит перетворюється у серпентин і тальк.

Гранат — (від лат. *granum* — плід або зерно граната). Старовинна російська назва гранату — карбункул. Це групова назва, яка об'єднує шість мінеральних видів, з яких найбільш поширеними є:

1). Піроп — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, або $3\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ (від гр. «піропос» — подібний до вогню). Колір темно-червоний, рожево-червоний,

майже чорний. Риса біла, блиск скляний. Злом нерівний. Густина 3,5-3,7. Твердість 6,5-7,5. Спайність недосконала. Зустрічається у кімберлітах.

2). Альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, або $3\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ (від спотвореної назви міста Алабанда у Малій Азії). Колір червоний, буро-червоний, рідше чорний. Спайність недосконала. Густина 4,25. Твердість 7-7,5. Злом нерівний. Типовий мінерал кристалічних сланців і гранулітів.

3). Гросуляр — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, або $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ (від лат. *grossularia* — агрус). Звичайно безбарвний або зеленуватий. Блиск скляний, іноді близький до алмазного. Злом нерівний. Густина 3,53-3,60. Твердість 7-7,5. Зустрічається звичайно у схарнах.

Гранат належить до добре кристалічно індивідуалізованих мінералів. Панівною формою кристалів є ромбо-додикаедр, спостерігається також тетрагон-триоктаедр, який має 24 чотирикутних грані. На кристалах гранату часто спостерігається штрихуватість, паралельна ребрам. Гранати є всіх кольорів, окрім синього. Їх (переважно альмандин) застосовують як абразивний матеріал, а також як напівкоштовне каміння. Родовища є в Карелії, на Південному Уралі, у провінції Трансвааль (Південна Африка), у кімберлітах Якутії, на Українському кристалічному щиті. У Норвегії було знайдено кристал гранату вагою $\approx 1 \text{ тону}$.

Топаз — $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2 \cdot [\text{SiO}_4]$, або $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ (за назвою острова Топазос у Червоному морі або, можливо, від санскритського *topas* — вогонь). Це силікат алюмінію острівної будови. Хімічний склад: Al_2O_3 — 62-48%; F — 1-20%; SiO_2 — 30-28%. Кристалічна структура топазу характеризується ізольованими тетраедричними групами $[\text{SiO}_4]$, які з'єднуються між собою іонами алюмінію.

Топаз належить до добре кристалографічно індивідуалізованих мінералів. Звичайно зустрічається у вигляді кристалічних груп і окремих призматичних кристалів, які досягають ваги 270 кг (Бразилія); також утворює гичкуваті, зернисті, масивні агрегати. Мінерал безбарвний, прозорий або має бліді відтінки таких кольорів: голубого, солом'яно-жовтого, червонуватого. Блиск скляний. Спайність досконала в одному напрямку. Злом черепашковий. Твердість 8. Густина 3,49-3,56. Легко електризується від тертя, стискування, нагрівання. Зустрічається в

пегматитових, пневматолітових і гідротермальних жилах, пов'язаних з кислими інтрузіями, в яких утворюється з легких фтористих сполук; звичайно є в асоціації з кварцом, польовим шпатом, слюдою.

Родовища топазі є в Бразилії (штат Мінас-Жераїс), на Уралі (Мурзінка, Ільменські гори), на Україні (в пегматитах Волині, де найбільший кристал важив 117 кг). На земній поверхні цей мінерал дуже стійкий і часто спостерігається у розсипах. Цілоком прозорі топази є коштовними каменіям і застосовуються для ювелірних виробів.

2.8.2. Підклас кільцевих силікатів

В основі структури цих силікатів лежать кільця з трьох, чотирьох або шести кремнекисневих тетраедрів із спільними вершинами.

Турмалін – (від сингалезького турмалі – мінерал). Це мінеральний вид змінного складу, який змінюється від крайнього магнісного члена – дравіту до крайніх залізного члена – шерліту і алюмінієвого члена – ельбаїту. Між дравітом і шерлітом і між шерлітом і ельбаїтом існують безперервні переходи.

Дравіт – $\text{NaMg}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3 \cdot (\text{OH}, \text{F})_4 \cdot [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Назва мінералу походить від назви району Драв (Австрія). Колір його жовтий, бурий до бурого-чорного. Спайність недосконала. Твердість 7. Густина 3,1. Зустрічається в метаморфічних комплексах і пегматитах.

Шерліт – $\text{NaFe}_3^{2+}\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3 \cdot (\text{OH}, \text{F})_4 \cdot [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Походження назви невідоме. Колір чорний. Густина 3,16. Твердість 7,25. Крихкий. Мінерал широко розповсюджений у пегматитах.

Ельбаїт – $\text{Na}(\text{Al}, \text{Li})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH}, \text{F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Назва мінералу походить від назви родовища на острові Ельба. Колір його ясно-зелений, блакитно-зелений, іноді рожевий. Густина 3,06-3,09.

Основою кристалічної структури турмаліну є шестичленні кільця $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Кристали турмаліну звичайно мають стовпчастий абрис і велику кількість граней. Внаслідок цього поперечний переріз кристалів наближається до сферичного трикутника. На гранях призми спостерігається чітка вертикальна штриховка. Відомі також тичкуваті, голчасті та променисті агрегати і зернисті суцільні скупчення. Радіально-променисті агрегати дістали назву «турмалінове сонце». Існує залежність між хімічним складом і загальним виглядом кристалів турмаліну. Залістисті

турмаліни є найбільш витягнутими, тоді як турмаліни багаті на магній, мають укорочені кристали.

Беззалістисті турмаліни бувають світлі, рожеві, червоні, жовті і зелені; магністо-залістисті – чорні, бурі, темно-зелені. В поліхромних турмалінах різні частини одного і того ж кристала мають різне забарвлення, яке змінюється як уздовж, так і впоперек кристала. Блиск мінералу скляний. Спайність практично відсутня. Злом нерівний. Твердість 7-7,5. Густина 2,90-3,25. Риска відсутня. Характеризується піро- і п'єзоелектричними властивостями при нагріванні і підвищеному тиску. Світлі різновиди електризуються легше.

Турмалін утворюється при пневматолітових і гідротермальних процесах. Родовища його є на Мадагаскарі, на острові Шрі-Ланка, у Бразилії, на Уралі, у Забайкаллі (Шерлова гора), на Українському щиті (Волинь, Приазов'я). У США знайдено кристал довжиною 2,7 м. Турмалін використовується як термо- і п'єзоелектрична сировина, іноколи в ювелірній промисловості.

2.8.3. Підклас ланцюжкових силікатів

В основі структури силікатів цього підкласу знаходяться кремнекисневі ланцюжки – сполучення кремнекисневих тетраедрів, у яких два іони кисню насичені повністю, а два – тільки наполовину. Ланцюжки об'єднуються за допомогою катіонів, які зв'язуються з вільними валентностями кисню. Найважливіші типи ланцюжкових радикалів у силікатах такі:

- 1). Ланцюжок, який складається з паралельно розташованих диортогруп $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ з періодом повторюваності у два тетраедри (піроксеновий ланцюжок). Така структура притаманна, наприклад, діопсиду (див. рис. 2.3).
- 2). Ланцюжок з чергуванням диортогруп і поодинокі тетраедри, які обернуті в інший бік $[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Період повторюваності становить три тетраедри (воластанітовий ланцюжок).
- 3). Зигзагоподібний ланцюжок з диортогруп, які по чергово зміщені одна відносно другої то в один, то в другий бік. Період повторюваності становить чотири тетраедри. Існують ланцюжки більш складної будови.

Силікати з одинарними аніонними ланцюжками

У цій частині розділу ми розглянемо дві групи мінералів: піроксени і воластоніт.

Піроксенова форма ланцюжка складається з ланок $[\text{Si}_2\text{O}_6]$; воластонітова – з ланок $[\text{Si}_3\text{O}_9]$.

Група піроксенів

Назва піроксену походить від грецьких слів «пір» – вогонь і «ксенос» – чужий. Французький кристалограф Р.Ж. Гаюї (1743-1822) помилково вважав їх невластивими для магматичних порід.

Ця група об'єднує велику кількість породоутворюючих мінералів саме магматичного походження, які характерні для основних порід. За кристалографічними особливостями виділяють ромбічні і моноклінні піроксени.

Ромбічні піроксени (ортопіроксени) охоплюють мінеральний вид змінного складу від магнієвого члена енстатиту – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, або $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$, до залізного члена гіперстену – $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, або $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$. Останній інколи називають феросилітом.

Кристали гіперстену мають короткопризматичний габітус; іноді вони таблитчасті. Колір ромбічних піроксенів змінюється від білого, сірого, жовтого і оліwkово-зеленого (для енстатиту) до темно-коричневого і коричнево-зеленого (для гіперстену). Темнозбарвлені відміни піроксену містять більше заліза. Твердість 5-6. Густина 3,1-3,5.

Моноклінні піроксени (клиноріроксени) поділяють на безалюмінієві і з вмістом глинозему. Багато з них мають у своєму складі кальцій.

Діопсид – $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$, або $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$. Назва (від гр. «ди» – двічі і «опис» – вигляд) пов'язана з двома найбільш характерними типами габітусу кристалів.

Це найбільш розповсюджений мінерал магматичних порід, який також зустрічається в метаморфічних породах. Він утворює зернисті і тичкуваті, іноді радіально-променисті агрегати. Кристали стовпчастого, іноді таблитчастого обрису. Колір його брудно-зелений, сірий. Риска біла, трохи зеленувата. Блиск скляний. Твердість 5,5-6. Густина 3,25-3,38. Крихкий. Злом східчастий до нерівного. Спайність середня. В інтрузивних породах піроксен кристалізується при температурі 700-800°C.

Воластоніт – $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$, або $3(\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2)$. Мінерал названо на честь англійського хіміка В. Воластона. Хімічний склад: CaO – 48,3%; SiO_2 – 51,7%. Кристалічна структура його характеризується наявністю нескінченних одинарних кремнекисневих ланцюжків, ланки яких складаються з диортогруп $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, що чергуються з тетраедрами $[\text{SiO}_4]$. Це призводить до періоду повторення в три тетраедри (рис. 2.5).

Воластоніт утворює таблитчасті кристали, частіше променисто-тичкуваті агрегати. Мінерал білий, часто прозорий. Риска біла. Блиск скляний, на площинах спайності перламутровий. Спайність досконала. Злом нерівний. Твердість 4,5-5. Густина 2,78-2,91.

Воластоніт – типовий контактово-метаморфічний мінерал. Найчастіше він зустрічається на контакті вапняків з кислими виверженими породами.

Авгіт – $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Мінерал дістав назву від грецького слова «авге» – блиск за його блискучі грані. Це алюмінієвий піроксен ланцюжкової будови. Хімічний склад: CaO – 17,91%; MgO – 14,41%; FeO – 6,25%; Fe_2O_3 – 3,95%; Al_2O_3 – 4,77%; SiO_2 – 49,42%. Домішки: Na_2O , TiO_2 , MnO , H_2O , Cr_2O_3 .

Авгіт утворює призматичні короткостовпчасті, інколи таблитчасті кристали. Колір темно-зелений, зеленувато-чорний, інколи буро-чорний. Спайність досконала в одному напрямку. Спостерігається чітка окремість. Твердість 6,5. Густина 3,3-3,5. Блиск скляний. Зустрічається як породоутворюючий мінерал у високотемпературних магматичних породах основного складу.

2.8.4. Підклас стрічкових силікатів

Структура стрічкових силікатів утворюється дзеркальним відбиттям одиничних ланцюжків. Найбільш поширеною формою подвійних ланцюжків є амфіболова стрічка з періодом у два кремнекисневих тетраедри (рис. 2.6).

Група амфіболів

Назва амфіболу походить від грецького «амфіболос» – двоїкий, невиразний, що вказує на різноманітність хімічного складу і зовнішнього обрису мінералів цієї групи.

В амфіболах до атомів кисню зі стрічки $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ приєднуються додаткові групи (ОН). Частина кремнію в радикалі заміщується алюмінієм, і вони виділяються в окремий ряд алюмосилікатів. За кристалографічними ознаками розрізняють амфіболи ромбичні і моноклінні.

Найбільш поширеними є моноклінні амфіболи, здебільшого рогова обманка і актиноліт.

Актиноліт — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[(\text{OH}, \text{F})\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$, або $2\text{CaO} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Мінерал дістав назву від грецького «актис» — промінь і «літос» — камінь. Це мінеральний вид змінного складу від магнієвого різновиду — тремоліту до залізного різновиду — фєроактиноліту. Колір актиноліту зелений, але при нагріванні до $400\text{--}500^\circ\text{C}$ він набуває бурого забарвлення. Блиск скляний. Ріса безколірна, трохи зеленкувата. Спайність досконала і цілком досконала. Злом скалковий. Твердість 5,5-6. Густина 3,1-3,3. Найчастіше утворює променисті або променистотичкуваті і волокнисті агрегати.

Актиноліт є типовим низькотемпературним метаморфічним мінералом і звичайно зустрічається в зелених сланцях. Він виникає при зміні діопсиду $5(\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2) + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2 = 2\text{CaO} \cdot 5\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot 8\text{SiO}_2 + 3(\text{CaO} \cdot \text{CO}_2) + 2\text{SiO}_2$. Для метаморфічних порід актиноліт є геологічним термометром, бо стійкий у межах температури від 350° до 500° .

Рогова обманка — $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4[\text{Fe}, \text{Al}](\text{OH}, \text{F})_2 \cdot [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$, або $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{CaO} \cdot 8(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Свою назву мінерал дістав за зовнішньою схожістю з рогом, від німецького horn — ріг і blendel — маскувати, обманювати.

Хімічний склад рогової обманки непостійний. Широко міняються відношення магнію до двовалентного заліза, а також алюмінію до тривалентного заліза. Натрій може заміщуватись калієм, який іноді переважає над натрієм. Майже завжди містить двоокис титану в кількості 0,1-1,25% і 0,5-10,9% води.

Габітус кристалів призматичний стовпчастий. На Північному Уралі було знайдено кристали до 0,5 м завдовжки. Колір рогової обманки змінюється від світло-зеленого до зеленого, зелено-чорного і чорного. Ріса зеленувата або бура. Блиск скляний. Мінерал крихкий. Спайність досконала у двох напрямках під кутом 56° , але лобчати її можна під

мікроскопом. Злом — від східчасто-нерівного до скалкового. Твердість 5,5-6. Густина 3,1-3,3.

Рогова обманка утворюється при магматичних і метаморфічних процесах. Мінерал характерний для абісальних (глибинних) вивержених порід середнього і кислого складу. Він часто зустрічається також у метаморфічних породах (амфіболітах) високого ступеня метаморфізму — в амфіболітовій фації метаморфізму.

Рогова обманка є геологічним термометром і утворюється при температурі $500\text{--}850^\circ\text{C}$. У магматичних породах при недостатній кількості кремнекислоти місце рогової обманки займають прорксени.

2.8.5. Підклас шаруватих силікатів і алюмосилікатів

В основі їх структури лежать безперервні листи (шари) з кремнекисневих тетраєдрів. В одному шарі усі тетраєдри повернуті в один бік (вздож осі «С») і утворюють шестичленні кільця. Між шарами розташовані катіони магнію, алюмінію та заліза, а також гідроксильні групи або фтор. Шарувата структура силікатів виявляється у цілком досконалій спайності, яка проходить паралельно площинам плоских сіток, тобто між шарами кремнекисневих тетраєдрів. Мінерали шаруватої структури характеризуються переважно світлим відтінком різних кольорів і низькою твердістю.

Каолініт — $\text{Al}_2[(\text{OH})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ або $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. (Назва мінералу походить від спотвореного китайського слова «каудінг» — високе гірське пасмо, де добували каолін); хімічний склад: Al_2O_3 — 39,56%; SiO_2 — 46,50%; H_2O — 13,94%. Домішки: Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO та ін.

Каолініт утворює дрібні гексагональні пластинки та лусочки, які можна роздивитися тільки під електронним мікроскопом. Зустрічається у прихованокристалічних зкупченнях, пухких тонкозернистих агрегатах. Окремі луски каолініту безбарвні, суцільні маси білі з жовтуватим, буруватим, зеленуватим відтінком. Блиск лусок і пластинок перламутровий, суцільних зкупчень — матовий. Спайність цілком досконала. Злом землистий. Масний на дотик. Твердість 2-3. Густина 2,58-2,61. При нагріванні до $500\text{--}600^\circ\text{C}$ втрачає гідроксильні іони. Температура плавлення 1700°C . Легко розчиняється в сірчаній кислоті, особливо при нагріванні; соляна кислота майже не діє на нього.

Каолініт добре поглинає воду, розбухаючи і збільшуючись в об'ємі, тому прилипає до язика. Змочений водою він стає пластичним і широко застосовується для виготовлення порцелянового і фаянсового посуду, а також у паперовій і гумовій промисловості як наповнювач; крім того, як вогнетривкий матеріал і як відсілювач, бо добре сорбує різні речовини.

Каолініт утворюється у зонах метасоматозу, в екзогенних умовах при вивітрюванні різних алюмосилікатів у кислому середовищі під час проходження такої реакції:

$4K[AlSi_3O_8] + 4H_2O + 2CO_2 = Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] + 8SiO_2 + 2K_2CO_3$. Він стійкий в екзогенних умовах і тому може переноситись водою, утворюючи родовища вторинного каоліну. Дуже чистого, без домішок кварцу та окисів заліза.

Родовища каолініту відомі в межах Українського щита (Глуховецьке, Турбівське, Проснянське) та в Закарпатті. Великі родовища є в Китаї (пасмо Кау-Лінг), у Чехії (поблизу Карлових Вар), у Німеччині (Рудні Гори), у США (Колорадо), в Англії (Корнуел і Девоншир).

Серпентин – $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$, або $1,5MgO \cdot SiO_2 \cdot H_2O$, (назва походить від лат. *serpens* – змія). Серпентинові породи, завдяки плямистому забарвленню, інколи подібні до шкіри змії. Звідси походить російська назва мінералу – зміїовик. Волокнистий різновид серпентину має назву хризотил, яка походить від гр. слів «хрисос» – золото і «тілос» – волокно, або азбест, від гр. «асбестос» – незруйнований, невгасимий (ліпше незаймистий).

Серпентин – це назва групи диметасилікатів шаруватої будови з двошаровими пакетами. Хімічний склад: MgO – 43,0%; H_2O – 12,9%; SiO_2 – 44,1%. Домішки: Ni , Mn , Fe , Al , Cr .

Для хризотилу характерні сплутановолокнисті і паралельно-волокнисті агрегати, а також щільні маси. Довжина волокон – від десятих частин міліметра до 50 мм, рідко – до 160 мм. Колір серпентину зелений, темно-зелений до зеленувато-чорного, сірий з синюватим відтінком, зеленувато-жовтий, жовтий з золотим полиском, у розпушеному вигляді сніжно-білий. Такий хризотил-азбест має назву «гірський льон». Ріса біла. Блиск м'яковий, шовковистий. Твердість 2,5–3. Густина 2,5–2,7. Злом черепашковий, скалковий. Спайність у сплутановолокнистих агрегатах відсутня, у паралельноволокнистих – цілком досконала.

Мінерал вогнетривкий, не розчиняється у лугах, розчиняється в соляній і сірчаній кислотах, погано проводить тепло, електричний струм

і звук. Утворюється при метасоматичних процесах в ультраосновних і магнезійних карбонатних породах. Заміщення проходить за участю гідротермальних розчинів, що містять кремнієкислоту, в інтервалі 200–400°C.

Хризотил-азбест іде на виготовлення вогнетривких тканин і теплоізоляційних матеріалів, азбо-цементних виробів. Є шкідливим для здоров'я людини. Великі родовища хризотил-азбесту є на Уралі (Баженовське), у Вірменії, Казахстані, в Германії (Рудні гори), в Канаді (Квебек), на о. Кіпр.

Тальк – $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$, або $3/4MgO \cdot SiO_2 \cdot 1/4H_2O$. Тальк – старовинна арабська назва цього мінералу. Це силікат магнію шаруватої будови з тришаровими пакетами. Хімічний склад: MgO – 31,72%; SiO_2 – 63,52%; H_2O – 4,76%. Домішки: FeO , Al_2O_3 , NiO .

Кристали рідкісні, таблитчасті, гексагонального та ромбічного обрисів. Звичайно зустрічається в листуватих, лускуватих агрегатах та суцільних скупченнях. Колір мінералу блідо-зелений або білий, інколи з жовтуватим або буруватим відтінком. Тонкі листочки прозорі. Блиск скляний з перламутровим полиском. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Масний на дотик. Тальк вогнетривкий; поганий провідник тепла і електричного струму. Твердість 1. Густина 2,78.

Утворюється як продукт гідротермальної зміни ультраосновних порід, збагачених магнієм: $3Mg_2[SiO_4] + 5SiO_2 + 2H_2O = 2Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$, а також при контактному метаморфізмі магнезиту і доломіту $3Mg[CO_3] + 4SiO_2 + H_2O = Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] + 3CO_2$.

Псевдоморфози тальку по серпентину і азбесту свідчать про те, що більша частина родовищ тальку утворилася вже після серпентинізації ультраосновних порід.

Тальк є кислото- і вогнетривким матеріалом; його використовують для виготовлення пудри і як наповнювач у паперовій і гумовій промисловості. Великі родовища тальку є на Уралі (Шабрівське), в доломітах Канади (округ Медок), у Рудних горах (Цеблиц), в Індії, Єгипті.

Група слюд

В основі їх структури лежать здвоєні і «процементовані» катіонами шари $[Si_2O_5](OH)$, тобто тришаровий пакет. Порівняно зі структурою тальку, в структурі слюд четверта частина кремнію заміщена алюмінієм.

Шаруватий характер кристалічної структури зумовлює різницю їх властивостей у взаємно перпендикулярних напрямках. Міцний зв'язок атомів елементів, які утворюють пакет, і слабкий зв'язок між сусідніми пакетами через атоми калію визначають цілком досконалу спайність в одному напрямку.

Мусковіт — $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$; або $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 2H_2O \cdot 6SiO_2$. Назва мінералу походить від старої назви Московської Русі — Московія, звідки вивозилися в Західну Європу великі листи мусковіту.

Хімічний склад: SiO_2 — 45,5%; Al_2O_3 — 36,7-38,5%; K_2O — 8,8-11,8%; H_2O — 4,5-5,0%. Домішки: Mg, Ba, Fe, Cr, Na, F.

Кристали таблитчасті, пластинчасті з гексаедричним обрисом, стовпчасті. Утворює також суцільні листуваті і лускуваті маси. Дрібно-лускувата відміна мусковіту, з меншим вмістом калію і більшою кількістю води, має назву «серіцит». Останній здебільшого знаходиться у метаморфічних сланцях.

Мусковіт у тонких листках і лусках — безбарний, часто з жовтуватим, сіруватим і зеленуватим відтінками. Риса біла. Блиск скляний, на площинах спайності — перламутровий полиск. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 2-3. Густина 2,83. Листки дуже еластичні. У кислотах не розчиняється. При нагріванні до $1100^\circ C$ розкладається на калішпат і Al_2O_3 .

Мусковіт утворюється в кислих інтрузивних породах, у гранітних пегматитах, гідротермальних жилах, у метаморфічних і кристалічних сланцях. Застосовується як електроізоляційний і тугоплавкий матеріал замість скла; дрібнозернисті мусковіт-кварцові зростки є цінною сировиною для порцелянової промисловості. Великі родовища мусковіту є в пегматитах Індії (Бенгальський і Мадраський райони), США (Північна Кароліна, Меріленд), Канади і Китаю, у Східному Сибіру (Мамський район), на Середньому Уралі, в Карелії, а також на Україні (Приазов'я і Волинь). У Канаді знайдено кристал мусковіту розміром $9 \times 2,3 \times 9,9$ м.

Біотит — $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$, або $K_2O \cdot 3MgO \cdot 3FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Мінерал названо на честь французького фізика Ж. Біо (1774-1862 рр.).

Склад і властивості змінюються від магнісного різновиду — флогопіту до залізного різновиду — лепідомелану. Хімічний склад лепідомелану: K_2O — 7,78%; FeO — 8,51%; Fe_2O_3 — 24,60%; Al_2O_3 — 11,70%;

SiO_2 — 33,26%; H_2O — 2,50%. Домішки: Na, Mg, Mn, які становлять 10,5%.

Кристали псевдогексагональні стовпчасті, пластинчасті, листуваті і лускуваті. Колір біотиту темно-бурий, темно-коричневий, чорний або темно-зелений; у тонких листочках просвічує. Риса біла або зеленувата. Блиск скляний, на площинах спайності перламутровий. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 2-3,5. Густина 3,02-3,12. Тонкі листки мають високу пружність.

Це типовий породоутворюючий мінерал середніх і кислих магматичних порід, пегматитів, контактних роговиків, метаморфічних і метасоматичних утворень. У практиці не застосовується. При вивітрюванні біотиту виникають гідроксиди заліза.

Флогопіт — $KMg_3(F, OH)_2[AlSi_3O_{10}]$, або $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Назва походить від гр. «флогопос» — вогнеподібний, блискучий. Це магнісний різновид біотиту. Хімічний склад: K_2O — 8,52%; MgO — 29,38%; Al_2O_3 — 11,25%; SiO_2 — 45,05%; H_2O — 5,37%. Домішки: Na, Fe, Li, Ba, Mn, Ca, Cr, Ni, Ti, Sr, Cs.

Кристали таблитчасті, короткопризматичні, вагою до 1,5 т. Утворює листувато-пластинчасті і листуваті агрегати. Колір флогопіту жовтувато-коричневий, іноді майже безбарний. Забарвлення часто плямисте, зональне. Риса біла. Блиск скляний, на площинах спайності — перламутровий полиск. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 2-3. Густина 2,83. При атмосферному тиску флогопіт стійкий до $800-700^\circ C$. Застосовується як електроізолятор.

Флогопіт зустрічається у контактно-метасоматичних утвореннях і пегматитових жилах, які перетинають доломіти або серпентиніти. Відомий також у метаморфічних породах. Родовища: Слюдянка в Іркутській області Росії, Онтаріо в Канаді, на Мадагаскарі, острові Шрі-Ланка, в Індії.

Група гідрослюди

Ці мінерали здебільшого утворюються при екзогенних процесах у корі вивітрювання, пов'язаних з розкладом і гідратацією листуватих мінералів, внаслідок чого утворюються гідромусковіт, гідробіотит. Гідрослюди являють собою проміжні утворення між слюдами і глинистими

мінералами, наприклад, перехід від мусковіту через гідромусковіт до каолініту.

Глауконіт — $(K, Ca, Na)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn)_2 \cdot (OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$. Назва походить від гр. слова «глявкос» — зеленувато-синій. Це мінеральний вид змінного складу — від силікату заліза, алюмінію і магнію до алюмосилікату заліза і магнію.

Глауконіт утворює зернисті і землясті агрегати, а також поодинокі зерна. Колір зелений, різних відтінків. Риса зелена. Блиск матовий, у щільних відмін скляний. Спайність відсутня. Злом нерівний. Твердість 2-3. Густина 2,2-2,9.

Це типовий екзогенний мінерал, утворюється за рахунок розкладання слюд у морській воді, а також внаслідок діагенетичного перетворення алюмосилікатного і залізного матеріалу мулу (біотиту, рогових обманок і піроксенів). При нагріванні до 40-150°C глауконіт втрачає адсорбційну воду і перетворюється у слюди. Тому він дуже нестійкий при метаморфізмі.

Глауконіт добре пом'якшує воду (осаджує карбонат). Використовується для виготовлення калієстих добрив, дешевої зеленої фарби, для виготовлення скла. Значні скупчення його знайдено у нижньо- і верхньокрейдових, у палеогенових і неогенових відкладах Дніпровсько-Донецької западини, Поділля і Волині.

Група хлоритів

До цієї групи належить велика кількість мінералів, які за низкою властивостей близькі до слюд. Назва їх походить від гр. слова «хлорос» — зелений.

За хімічним складом хлорити дуже різноманітні і тому їх формулу можна подати лише приблизно $(Mg, Fe)_5 \cdot Al(OH)_8 \cdot [AlSi_3O_{10}]$, або $5(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$.

Кристалічна структура їх має чотиришарову будову. Хлорити зустрічаються у формі табличок, лусок і в прихованокристалічних масах. Луски, на відміну від слюдяних, не пружні. Колір хлоритів зелений різних відтінків — від світло-зеленого до темно-зеленого і навіть чорного у залізистих відмін. Колір риси світло-зелений. Блиск скляний. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 1-2,5. Густина 2,6-3,4.

Хлорити утворюються при низькотемпературних метаморфічних процесах, складаючи цілі товщі хлоритових сланців, при метасоматозі напівазстиглих основних магматичних порід, замінюючи піроксен, рогову обманку і біотит.

Хлоритові сланці інколи розробляють для одержання порошку, який надає блиску паперу.

2.8.6. Підклас каркаєсних алюмосилікатів

До цього підкласу відносять широко розповсюджені породоутворюючі мінерали. В основі їх структури лежить безперервний тримірний каркас із сполучених між собою кремнекисневих тетрадрів, у яких частина кремнію заміщується іонами алюмінію.

Група польових шпатів

Походження їх назви пов'язане зі знахідками брусочків (пошведськи *sprath*) — польових шпатів на ріллі (пошведськи *feldt*), розташованій на поверхні гранітних масивів у Швеції. Польові шпати становлять близько 50% маси земної кори. Вони являють собою безперервні ряди: натрій — кальцієві польові шпати, які називаються плагіоклазами, і натрій — калієві лужні польові шпати.

Плагіоклази — (від гр. «плагіос» — скісний і «класис» — розщеплення; кут між площинами спайності дорівнює 86°) — це мінеральний вид змінного складу від альбіту — $Na[AlSi_3O_8]$ до анортиту — $Ca[Al_2Si_2O_8]$, який поділено за вмістом анортитової молекули на шість мінералів: альбіт (0-10%), олігоклаз (10-30%), андезин (30-50%), лабрадор (50-70%), бітовніт (70-90%), анортит (90-100%).

Назва альбіту походить від латинського слова «albus» — білий; олігоклазу — від грецьких слів «олігос» — незначний і «класис» — розщеплення (за гіршу спайність); андезину — від гір Анд; лабрадору — від назви півострова Лабрадор; бітовніту — за назвою родовища Bitown у Канаді; анортиту — від грецького слова «анортос» — непряма (кристалізується у триклінній сингонії).

Хімічний склад плагіоклазів змінюється: SiO_2 — від 68,81% у альбіту до 43,28% у анортиту; Al_2O_3 — від 19,40% у альбіту до 36,62% у анортиту; CaO — від 0% у альбіту до 20,10% у анортиту; Na_2O — від

10,76% у альбіту до 0% у анортиту. Майже завжди в плагіоклазах є домішки калію, барію, стронцію, заліза. За вмістом SiO_2 плагіоклази поділяють на кислі (0-30%An), середні (30-60%An) і основні (60-100%An).

Кристали мають табличчастий і табличасто-призматичний габітус. Надзвичайно поширені двійники і насамперед полісинтетичні. Часто спостерігаються зональні кристали. Зональність зумовлена послідовним чергуванням смуг різного хімічного складу. Вона виникає в результаті швидкого охолодження магматичного розплаву, коли кристали плагіоклазу одного складу містяться в розплаві іншого, більш кислого складу (рис. 2.7).

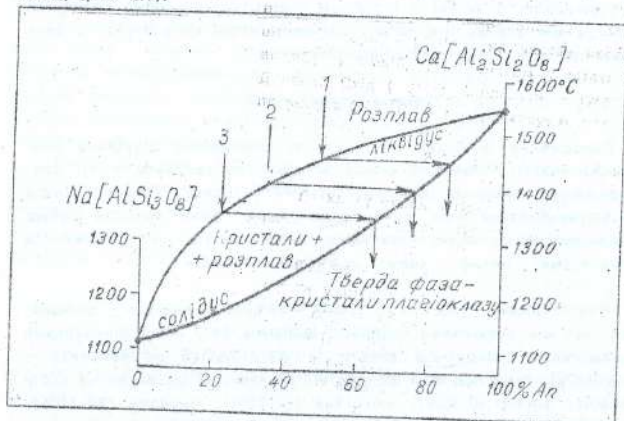


Рис. 2.7. Схема послідовності утворення зонального кристала плагіоклазу. Солідус і ліквідус – межі поля співіснуючих кристалів плагіоклазу і розплаву.

Фізичні властивості плагіоклазів змінюються залежно від зміни хімічного складу членів ізоморфного ряду. Колір білий у альбіту; зелений, синюватий, брувато-чорний у анортиту. Часто на площинах граней кристалів спостерігається райдужна гра кольорів – іризація, яка виникає завдяки інтерференції світла в тонких пластинках. Колір риси

білий. Блиск скляний. Спайність ясна до досконалості у двох напрямках під кутом 86° . Злом нерівний. Твердість 5,5-6,5. Густина 2,61-2,76.

Плагіоклази виникають при магматичних, гідротермальних, метасоматичних і метаморфічних процесах. Вони є породоутворюючими мінералами. При метаморфізмі розвиваються процеси альбітизації, які полягають у перетворенні основних плагіоклазів у альбіт. Порода, яка складається переважно з лабрадорів, має назву лабрадорит. Лабрадорит сірого і, особливо, темно-сірого кольору, який інтенсивно іризує, використовується як облицювальний камінь на пам'ятники.

Лужні польові шпати

За своїм складом вони є ізоморфними сумішами $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ і $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, але не дають одного безперервного ряду. Як однорідний мінерал складу $(\text{K}, \text{Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ він стійкий тільки при температурі понад 900°C , нижче цієї температури розкладається на альбіт і ортоклаз (або мікроклін). У результаті цього розпаду виникають закономірні проростання ортоклазу альбітом, які називаються пертитами, а проростання альбіту калішпатом називаються антипертитами.

Назва ортоклазу походить від грецького «ортос» – прямий і «класис» – розщеплення (кут між напрямками спайності дорівнює 90°); мікрокліну – від грецького «мікрос» – малий і «кліно» – нахиллю (кут між площинами спайності відрізняється від прямого кута всього на 20 хвилин).

Хімічний склад ортоклазу і мікрокліну однаковий: K_2O – 16,93%; Al_2O_3 – 18,35%; SiO_2 – 64,72%. Але вони належать до різних видів симетрії. Кристали табличчасті, а ортоклазу – це й призматичні. Розмір кристалів мікрокліну сягає десятків сантиметрів, а в Норвегії було знайдено кристал довжиною 10 м. Ортоклаз має прості двійники; для мікрокліну характерна так звана двійникова решітка.

Колір ортоклазу білий, кремовий, червонуватий; мікрокліну – червоний, буруватий. Блакитно-зелений і зелений мікроклін називається амазонітом. Його забарвлення зумовлено іонами рубідію. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала у двох напрямках. Злом нерівний. Твердість 6,50-6,75. Густина 2,5-2,6.

Лужні польові шпати утворюються під час застигання середніх і кислих магматичних порід, пегматитових і метасоматичних процесів.

Вони використовуються при виготовленні порцеляни, фаянсу, глазури та емалі.

Група фельдшпатоїдів

Назва походить від німецького Feldspat – польовий шпат. До цієї групи належать недонасичені крем'яною кислотою лужні мінерали.

Нефелін – $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$, або $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Звичайно містить до 6,5% K_2O і тоді його формулу слід писати $\text{Na}_3\text{K} \cdot [\text{AlSiO}_4]_4$. Назва мінералу походить від грецького «нефеле» – хмара (при розкладанні утворює хмароподібний пластичастий кремнезем). Хімічний склад: SiO_2 – 41,4-46,4%; Al_2O_3 – 31,1-33,4%; Na_2O – 15,7-17,3%; K_2O – 3,66-6,57%.

Нефелін утворює зернисті і масивні агрегати. Кристали зустрічаються рідко. Мінерал безбарвний, сірувато-білий, сірий з жовтуватим, бурюватим, червонуватим або зеленуватим відтінком. Блиск на зломі жирний. Злом черізний, або черепашковий. Спайність недосконала або відсутня. Крихкий. Твердість 5,5-6,5. Густина 2,62.

Нефелін утворюється при магматичних процесах і входить до складу лужних недонасичених SiO_2 порід. З первинним кварцом він ніколи не зустрічається. Використовується як руда для виплавлення алюмінію при виробництві соди, у скляній і порцелянової промисловості. Найбільші родовища нефеліну є в Хібінських і Ільменських горах (Росія), на Приазовському масиві в Україні, а також у Норвегії та Гренландії.

3. СТИСЛА ХАРАКТЕРИСТИКА МІНЕРАЛІВ

Тип, клас мінералів Мінерал	САМОРОДНІ ЕЛЕМЕНТИ			Алмаз
	Золото	Сірка	Графіт	
Структурна формула	Au	S	C	C
Форма знаходження	Зерна, луски, дендрити	Щільні і землісті маси, тетраедричні кристали	Лусочки, землісті агрегати	Кристали октаедричні, додекаедричні
Колір мінералу	Золотисто-жовтий, червоно-жовтий	Жовтий, зеленуватий, до бурого і чорного	Чорний до сталевосірого	Від безбарвного до чорного
Колір ризи	Жовтий металевий	Ясно-жовтий, білий	Чорний	Не дає
Блиск	Металевий	Скляний, на зломі масний	Металоподібний, землістий	Алмазний
Спайність	Відсутня	Недосконала	Досконала, в одному напрямку	Середня у чотирьох напрямках
Злом	Гачкуватий	Нерівний, черепашковий	Дрібно зернистий	Черепашковий
Твердість	2,0-3,0	1,5-2,0	1	10
Густина	15,6-19,3	2	2,09-2,23	3,50-3,53
Додаткові діагностичні ознаки	Ковке, розчиняється лише напіврозором, у «царській горішці»	Прозора і напіврозора, крихка, при терті електризується	Масний на дотик, на папері залишає слід	Прозорий, крихкий, часто округлі грані

СУЛЬФІДИ

Тип, клас мінералів	Пірит	Халькопірит	Галеніт	Сфалерит
Мінерал				
Структурна формула	FeS ₂	CuFeS ₂	PbS	ZnS
Форма знаходження	Кристали кубічні, октаедричні, суцільні зернисті скучення	Зернисті маси	Кубічні кристали	Кристали тетраедричні, додекаедричні, зернисті агрегати
Колір мінералу	Світло-жовтий з латуно-жовтою і бурою грою кольорів	Латуно-жовтий з веселковою грою кольорів	Свинцево-сірий	Бурий, чорний жовтий, зелений
Колір риси	Зеленувато-чорний, буруватий	Зеленувато-жовтий	Сірувато-чорний	Бурий, жовтий
Блеск	Металевий	Металевий	Металевий	Масний, алмазний
Слайність	Недосконала	Недосконала	Цілок досконала у трьох напрямках	Досконала у шести напрямках
Злом	Нерівний, черепашковий	Черепашковий	Черепашковий	Черепашковий
Твердість	6,5-6,75	3-4	2-3	3,5-4
Густина	4,9-5,2	4,1-4,3	7,4-7,6	3,9-4,1
Додаткові діагностичні ознаки	Штрихуватість на гранях куба	Яскрава гра кольорів вторинних мінералів міді	Крихкий, залишає сліди на руках, розбивається на куби	Прозорий, крихкий

СУЛЬФІДИ

Тип, клас мінералів	Кіновар	Антимоніт	Арсенопірит	Молибденіт
Мінерал				
Структурна формула	HgS	Sb ₂ S ₃	FeAsS	MoS ₂
Форма знаходження	Вкратлені зерна, зернисті скучення	Промісності агрегати, вкратлені зерна	Суцільні і зернисті агрегати, призматичні кристали	Лускуваті та листуваті агрегати, сферооліти
Колір мінералу	Червоний, іноді з свинцево-сірим відтінком	Свинцево-сірий	Срібно-олово-який до сталевево-сірого	Свинцево-сірий
Колір риси	Яскраво-червоний	Свинцево-сірий	Сірий, блакитно-сірий	Металевий
Блеск	Алмазний	Металевий, дуже яскравий	Металевий	Металевий
Слайність	Досконала в одному напрямку	Досконала в одному напрямку	Середня в одному напрямку	Досконала в одному напрямку
Злом	Нерівний до черепашкового	Напівчерепашковий	Нерівний	
Твердість	2-2,5	2-2,5	6,0-6,5	1-1,5
Густина	8,09-8,20	4,5	6,07-6,15	4,6-5,0
Додаткові діагностичні ознаки	Напівпрозора, криха	Голковидні і призматичні штрихуваті кристали, бруднить руки	Крихкий, при ударі - часниковий запах	Пластинки гнучкі, масний на дотик, бруднить руки

Тип, клас мінералів	СУЛЬФІДИ			
	Мінерал	Пірит	Халькопірит	Галеніт
Структурна формула	FeS ₂	CuFeS ₂	PbS	ZnS
Форма знаходження	Кристали кубічні, октаедричні, суцільні зернисті скупчення	Зернисті маси	Кубічні кристали	Кристали тетраедричні, додекаедричні, зернисті агрегати
Колір мінералу	Світло-жовтий з латунно-жовтою і бурою грою кольорів	Латунно-жовтий з веселковою грою кольорів	Свинцево-сірий	Бурий, чорний, жовтий, зелений
Колір риси	Зеленувато-чорний, буруватий	Зеленувато-жовтий	Сірувато-чорний	Бурий, жовтий
Блиск	Металевий	Металевий	Металевий	Масний, алмазний
Спайність	Недосконала	Недосконала	Цілком досконала у трьох напрямках	Досконала у шести напрямках
Злом	Нерівний, черепашковий	Черепашковий	Черепашковий	Черепашковий
Твердість	6,5-6,75	3-4	2-3	3,5-4
Густина	4,9-5,2	4,1-4,3	7,4-7,6	3,9-4,1
Додаткові діагностичні ознаки	Штрихуватість на гранях куба	Яскрава гра кольорів вторинних мінералів міді	Крихкий, залишає сліди на руках, розбивається на куби	Прозорий, крихкий

Тип, клас мінералів	СУЛЬФІДИ			
	Мінерал	Кіновар	Антимоніт	Арсенопірит
Структурна формула	HgS	Sb ₂ S ₃	FeAsS	MoS ₂
Форма знаходження	Вкраплені зерна, зернисті скупчення	Променисті агрегати, вкраплені зерна	Суцільні і зернисті агрегати, призматичні кристали	Лускуваті та листуваті агрегати, сфероліти
Колір мінералу	Червоний, іноді з свинцево-сірим відтінком	Свинцево-сірий	Срібно-олов'яний до сталевато-сірого	Свинцево-сірий
Колір риси	Яскраво-червоний	Свинцево-сірий	Сірувато-чорний	Сірий, блакитно-сірий
Блиск	Алмазний	Металевий, дуже яскравий	Металевий	Металевий
Спайність	Досконала в одному напрямку	Досконала в одному напрямку	Середня в одному напрямку	Досконала в одному напрямку
Злом	Нерівний до черепашкового	Напівчерепашковий	Нерівний	
Твердість	2-2,5	2-2,5	6,0-6,5	1-1,5
Густина	8,09-8,20	4,6	6,07-6,15	4,6-5,0
Додаткові діагностичні ознаки	Напівпрозора, крихка	Голковидні і призматичні штрихуваті кристали, бруднить руки	Крихкий, при ударі — часниковий запах	Пластинки гнучкі, масний на дотик, бруднить руки

ОКСИДИ І ГІДРОКСИДИ

Тип, клас мінералів	Кварц	Опал	Гематит	Магнетит
Мінерал				
Структурна формула	SiO ₂	SiO ₂ · nH ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeFe ₂ O ₄
Форма знаходження	Призматичні кристали з пірамідальними кінцівками	Натічні утворення, щільні маси	Суцільні щільні і пластинчасті кристали	Октаедричні додекаедричні кристали, масивні агрегати
Колір мінералу	Водяно-прозорий, фіолетовий, чорний димчастий, чорний	Білий, сірий, від різноманітний	Залізо-чорний, червоний, бурий	Залізо-чорний
Колір риси	Не дає	Не дає	Вишнево-червоний	Чорний
Блиск	Скляний	Скляний	Напілметалевий	Напілметалевий
Спайність	Недосконала	Відсутня	Відсутня	Відсутня
Злом	Черепашковий	Черепашковий	Напілчерепашковий, нерівний	Нерівний
Твердість	7	6	5,5-6	6,0-6,5
Густина	2,65	1,9-2,2	5,0-5,2	4,9-5,2
Додаткові діагностичні ознаки	Склоподібний, поперечна штриховка на гранях кристалів	Опалесценція, часто жирний блиск, прозорий, напілпрозорий	Електромагнітний, непрозорий	Сильно магнітний, непрозорий

52

ОКСИДИ І ГІДРОКСИДИ

Тип, клас мінералів	Лімоніт	Корунд	Боксит	Піролюзит
Мінерал				
Структурна формула	Fe ₂ O ₃ · nH ₂ O	Al ₂ O ₃	Al(OH)-Al(OH) ₃	MnO ₂
Форма знаходження	Щільні натічні і землісті маси, ооліти	Вкрупнені, зернисті скупчення ооліти	Землісті скупчення, ооліти	Щільні зернисті і сажисті агрегати, конкреції
Колір мінералу	Від окристо-жовтого до темно-бурого	Безбарвний, жовтуватий, синій, червоний	Білий, сірий, жовтий до бурого	Чорний
Колір риси	Жовто-бурий, бурий	Не дає	Білий, жовтий	Чорний
Блиск	Напілметалевий	Скляний	Скляний	Напілметалевий
Спайність	Досконала в одному напрямку	Відсутня	Досконала в одному напрямку	Досконала в одному напрямку
Злом	Нерівний	Нерівний	Нерівний	Дрібнозернистий
Твердість	1-5	9	2-7	6,5-6,75
Густина	2,7-4,3	3,95-4,10	2,4-3,1	4,4-5,0
Додаткові діагностичні ознаки	Концентрично-зональні агрегати, вохристі примазки	З магнетитом і шпінеллю утворює наждак	Крихкий, зустрічається разом з лімонітом	Непрозорий, крихкий, бруднить руки

53

Тип, клас мінералів	ГАЛОГЕННИ			СПОЛУКИ		КАРБОНАТИ
	Флюорит	Галіт	Сильвін	Кальцит		
Мінерал						
Структурна формула	CaF ₂	NaCl	KCl	Ca[CO ₃]		
Форма заходження	Щільні агрегати, друзи, кубічні і октаедричні кристали	Кристали кубічні і октаедричні, зернисті маси	Зернисті скучення, кірочки, кубічні кристали	Кристали ромбоєдричні, табличчасті, друзи, натічні форми, зернисті маси		
Колір мінералу	Безбарвний, блідо-жовтий, зеленуватий, фіолетовий	Безбарвний, білий	Безбарвний, білий, рожевий, синій	Безбарвний, білий, рожевий, синій		
Колір риси	Білий	Білий	Білий	Білий		
Блиск	Скляний	Скляний	Скляний	Скляний		
Спайність	Досконала в одному напрямку	Цілком досконала по кубу	Цілком досконала по ромбоєдру	Цілком досконала по ромбоєдру		
Злом	Нерівний, черепашковий	Черепашковий	Нерівний	Черепашковий		
Твердість	4	2	2	2,75-3,25		
Густина	3,18	2,1-2,2	1,97-1,99	2,71		
Додаткові діагностичні ознаки	На гранях фігури травлення, часто прозорий, крихкий	Крихкий, солоний смак, добре розчиняється у воді	Крихкий, масляний на дотик, гірко-солоний пекучий смак	Крихкий, добре розчиняється у соляній кислоті		

54

Тип, клас мінералів	КАРБОНАТИ			
	Магнезит	Сидерит	Доломіт	Церусит
Мінерал				
Структурна формула	Mg[CO ₃]	Fe[CO ₃]	CaMg[CO ₃] ₂	Pb[CO ₃]
Форма заходження	Суцільні маси, натічні форми, ромбоєдричні кристали	Ромбоєдричні кристали, зернисті маси	Зернисті суцільні маси, ромбоєдричні кристали	Землисті маси, зернисті і волокнисті агрегати, табличчасті кристали
Колір мінералу	Білий, жовтуватий, сіруватий	Жовтуватий, коричневий	Сірувато-білий, жовтуватий, буруватий, зеленуватий	Білий, жовтуватий, буруватий, безбарвний
Колір риси	Білий	Білий	Білий	Білий, іноді безбарвний
Блиск	Скляний, матовий	Скляний, перламутровий	Скляний, перламутровий	Алмазний
Спайність	Досконала по ромбоєдру	Досконала в одному напрямку	Досконала по ромбоєдру	Відсутня, інколи недосконала
Злом	Черепашковий	Нерівний	Черепашковий	Черепашковий
Твердість	4-5	3,5-5,0	3,5-4,0	3,50-3,75
Густина	2,9-3,1	3,89	2,8-2,9	6,55-6,57
Додаткові діагностичні ознаки	Взаємодія з нагрітою соляною кислотою	Крихкий, розкладається у нагрітій соляній кислоті	Крихкий, порошок розчиняється у соляній кислоті	Поширені двійники, псевдоморфози по галеніту

55

Тип, клас мінералів	СУЛЬФАТИ			ФОСФАТИ	
	Барит	Гіпс	Ангідрит	Апатит	
Мінерал	(Ba, Sr)[SO ₄]	Ca[SO ₄ · 2H ₂ O]	Ca[SO ₄]	Ca ₅ (F, Cl, OH)[PO ₄] ₃	
Структурна формула	Кристали, табличчасті, стовпчасті друзи	Сущільні маси, кристали пластинчасті, стовпчасті, голчасті	Щільні землясті агрегати	Кристали короткостовпчасті, голчасті, зернисті агрегати	
Колір мінералу	Білий, сірий, іноді жовтий і бурий	Білий, сірий, медовий, рожевий, безбарвний	Білий, часто з сірчаватим, червоноватим відтінком	Блакитний, зелений, фіолетовий, безбарвний, бурий	
Колір риси	Білий	Білий	Білий	Білий	
Блиск	Скляний	Скляний, шовковистий	Скляний	Скляний, на зломі жирний	
Спайність	Досконала у трьох напрямках	Цілком досконала в одному напрямку	Досконала у трьох напрямках	Недосконала	
Злом	Нерівний	Черепашковий, скалковий	Нерівний, до скалкового	Нерівний, іноді черепашковий	
Твердість	3,5-3,75	1,5-2,0	3-3,5	5,5	
Густина	4,50	2,3	2,8-3,0	3,18-3,21	
Додаткові діагностичні ознаки	Крихкий, штриховка на гранях кристалів, не розчиняється у соляній кислоті	Крихкий, прозорий, гнучкий, двійники у вигляді хвоста ластівки	Крихкий, не реагує з соляною кислотою	Крихкий, шестигранний призматичний обрис кристалів	

56

Тип, клас мінералів	СИЛІКАТИ		ОСТРІВНИ	
	Фосфорит	Олівін	Гранат	Топаз
Мінерал	Фосфорит	Олівін	Гранат	Топаз
Структурна формула	Апатит з домішкою глини	(Mg, Fe) ₂ [SiO ₄]	(Mg, Fe, Ca) ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₃	Al ₂ (F, OH) ₂ [SiO ₄]
Форма знаходження	Конкреції і жовна, шаралупчасті агрегати	Зернисті агрегати, кристали короткостовпчасті	Ромбододекаедричні кристали	Кристали призматичні і тичкуваті
Колір мінералу	Бурий, сірий до чорного	Пляшково-зелений, сірий, жовтий, коричневий	Темно-червоний, майже чорний, черволий, зеленуватий, безбарвний	Безбарвний, медовий, блакитний, жовтий, червонокарий
Колір риси	Біло-сірий	Не дає, іноді білий	Білий або не дає	Не дає або білий
Блиск	Матовий	Скляний	Скляний, іноді алмазний	Скляний
Спайність	Відсутня	Середня або недосконала	Недосконала	Досконала в одному напрямку
Злом	Нерівний	Нерівний, черепашковий	Нерівний	Черепашковий
Твердість	5	6-7	6,5-7,5	8
Густина	3,2	3,2-4,4	3,5-4,25	3,49-3,56
Додаткові діагностичні ознаки	Радіально-промениста будова конкрецій	Крихкий, прозорий, часто серпентинізований	Крихкий, штриховка на гранях кристалів	Крихкий, прозорий, електризується від тертя

57

Тип, клас мінералів	СИЛІКАТИ ЛАНЦЮЖКОВІ		
	СИЛІКАТИ КИЛЬЦЕВІ	Гіперстен	Діопсид
Мінерал	Турмалін		
Структурна формула	$\text{Na}(\text{Mg, Fe, Al, Ti})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH, F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	$(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Ca}[\text{Mg, Fe}]\cdot[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Форма знаходження	Кристали стовпчасті, голчасті і променисті агрегати	Кристали короткопризматичні, табличасті, неправильні зерна	Променистотичкуваті агрегати, табличасті кристали
Колір мінералу	Чорний, бурий, жовтий, зелений, рожевий	Оливково-зелений, коричнево-зелений, коричневий, жовтий, сірий	Білий, іноді прозорий, червонуватий
Колір риси	Не дає	Не дає або білий	Білий, зеленуватий
Блиск	Скляний	Скляний	Скляний
Спайність	Відсутня	Середня у двох напрямках	Досконала у двох напрямках
Злом	Нерівний	Нерівний	Нерівний
Твердість	7-7.5	5-6	4.5-5
Густина	2.90-3.25	3.1-3.5	3.25-3.38
Додаткові діагностичні ознаки	Вертикальна штриховка на гранях, поперечний переріз у вигляді сферичного трикутника	Достеменно визначається під мікроскопом	Крихкий Радіально-твичкуваті агрегати в скарнах, розчиняється в соляній кислоті

58

Тип, клас мінералів	СИЛІКАТИ СТРІЧКОВІ			СИЛІКАТИ ШАРУВАТІ
	СИЛІКАТИ ЛАНЦЮЖКОВІ	Актиноліт	Рогова обманка	Каолініт
Мінерал	Авгіт			
Структурна формула	$(\text{Ca, Mg, Fe, Al})_2(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	$\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5(\text{OH, F})\cdot[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$	$\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4(\text{Fe, Al})\cdot(\text{OH, F})_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	$\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
Форма знаходження	Кристали призматичні, короткостовпчасті, зернисті маси	Променисті, волокнисті агрегати	Кристали призматичні, стовпчасті до голчастих	Пухкі тонкозернисті агрегати, мікроскопічні лусочки
Колір мінералу	Темно-зелений, зеленочорний, бурочорний, чорний	Зелений, темно-зелений	Чорний, зеленочорний, зелений	Білий, іноді з жовтуватим, буруватим відтінком
Колір риси	Білий, зеленуватий	Не дає або зеленуватий	Білий, іноді зеленуватий	Білий
Блиск	Скляний	Скляний	Скляний	Перламутровий, матовий
Спайність	Досконала у двох напрямках	Досконала і цілком досконала	Досконала у двох напрямках	Цілком досконала в одному напрямку
Злом	Нерівний	Скляний	Скляний	Землистий
Твердість	6.5	5.5-6	5.5-6	2-3
Густина	3.3-3.5	3.1-3.3	3.1-3.3	2.58-2.61
Додаткові діагностичні ознаки	Восьмикутні зрізи кристалів	Крихкий, зелені голчасті агрегати	Крихкий, зовнішньо схожий з рогом	Масний на дотик, залишає сліди на руках, поглинає воду

59

СИЛІКАТИ І АЛЮМОСИЛІКАТИ ШАРУВАТІ				
Тип, клас мінералів	Серпентини	Тальк	Мусковіт	Флогопіт
Мінерал				
Структурна формула	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	$Mg_3(OH)_2 \cdot [Si_4O_{10}]$	$KMg_3(OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$	$KMg_3(F,OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$
Форма знаходження	Волокнисті агрегати, щільні маси	Суцільні скупчення, лускуваті і листуваті агрегати	Кристали пластинчасті, табличчасті, лускуваті	Кристали табличчасті, короткопризматичні
Колір мінералу	Зелений, зелува-то-коричний, сірий, жовтий, білий	Блідо-зелений, білий, жовлуватий, зеленуватий	Безбарвний, жовтуватий, зеленуватий	Жовтувато-коричневий, червоно-коричневий, майже безбарвний
Колір риси	Білий, зеленуватий	Білий	Білий	Білий, безбарвний
Блиск	Матовий, масляний, шошевий	Скляний, перламутровий	Скляний, перламутровий	Скляний, перламутровий
Слайність	Цілком досконала або відсутня	Цілком досконала в одному напрямку	Цілком досконала в одному напрямку	Цілком досконала в одному напрямку
Злом	Скалковий або черепашковий	Землистий	Нерівний	Нерівний
Твердість	2,5-3	1	2-3	2-3
Густина	2,5-2,7	2,78	2,83	2,83
Додаткові діагностичні ознаки	Масний на дотик, розпушується як вата, вогнетривкий	Масний на дотик, листочки гнучкі, але не пружні, вогнетривкий	Розщипується на листочки, які дуже еластичні, прозорий	Розщипується на листочки, у листочках прозорий

60

АЛЮМОСИЛІКАТИ ШАРУВАТІ				
Тип, клас мінералів	Біотит	Глауконіт	Хлорит	АЛЮМОСИЛІКАТИ КАРКАСНІ
Мінерал				Нефелін
Структурна формула	$K(Mg,Fe)_2(OH,F)_2 \cdot [Al, Si_3O_{10}]$	$(K, Ca, Na) \cdot (Al, Fe, Mg)_2 \cdot (OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$	$(Mg, Fe)_2Al(OH)_8 \cdot [AlSi_3O_{10}]$	$Na[AlSi_3O_8]$
Форма знаходження	Кристали стовпчасті, пластинчасті, лускуваті і лускуваті	Зернисті і землисті агрегати	Таблички, луски, мікросталічні маси	Зернисті і масивні агрегати, короткі призми
Колір мінералу	Темно-бурий, чорний, темно-зелений	Темно-зелений, блакитно-зелений	Світло-зелений, чорного	Безбарвний, сірувато-білий з червоно-жовтими відтінками
Колір риси	Білий, зеленуватий	Зелений	Світло-зелений	Не дає
Блиск	Скляний, перламутровий	Матовий, скляний	Скляний	Скляний, на зломі масляний
Слайність	Цілком досконала в одному напрямку	Відсутня	Цілком досконала в одному напрямку	Відсутня або недосконала
Злом	Нерівний	Нерівний, тонкозернистий		Нерівний, черепашковий
Твердість	2-3,5	2-3	1-2,5	5,5-6,5
Густина	3,02-3,12	2,2-2,9	2,6-3,4	2,62
Додаткові діагностичні ознаки	У тонких листочках просвічує, має високу пружність	Крихий, розкладається в концентрованій соляній кислоті	Луски не пружні	Крихий, не зустрічається з кварцом

61

Тип, клас мінералів	АЛЮМОСИЛІКАТИ				КАРКАСНИ	
	Плагіоклази		Анорти		Калішлати	
	Альбіт	На[AlSi ₃ O ₈]	Са[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Ортоклаз	Мікроклін	
Мінерал	Na[AlSi ₃ O ₈]	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Калішлат	Ортоклаз	Мікроклін	
Структурна формула	Na[AlSi ₃ O ₈]	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Калішлат	Ортоклаз	Мікроклін	K[AlSi ₃ O ₈]
Форма знаходження	Кристали табличчасті, пластинчасті	Кристали призматичні, табличчасті	Кристали призматичні, табличчасті	Кристали призматичні і табличчасті	Кристали табличчасті і призматичні	
Колір мінералу	Білий, сірвато-білий, жовтий, рожевий	Сірий, зелений, синюватий, сірвато-чорний	Білий	Білий, кремовий, бурвато-жовтий, червоний	Червоний, бурвато-жовтий, кремовий, блахитно-зелений	Білий
Колір риси	Білий	Білий	Білий	Білий	Білий	Білий
Блиск	Скляний	Скляний	Скляний	Скляний, перламутровий	Скляний, перламутровий	Скляний
Слайність	Досконала і середня у двох напрямках	Досконала і середня у двох напрямках	Досконала у двох напрямках	Досконала у двох напрямках	Досконала у двох напрямках	Досконала у двох напрямках
Злом	Нерівний	Нерівний	Нерівний	Нерівний	Нерівний	Нерівний
Твердість	6, 0-6, 5	6, 50-6, 75	6, 50-6, 75	6, 50-6, 75	6, 50-6, 75	6, 50-6, 75
Густина	2, 63	2, 74-2, 76	2, 74-2, 76	2, 5-2, 6	2, 5-2, 6	2, 5-2, 6
Додаткові діагностичні ознаки	Іноді тонка штриховка на площинах спайності, полісинтетичні двійники	Ніліпрозорий, розчиняється в кислоті, іризує	Ніліпрозорий, розчиняється в кислоті, іризує	Ніліпрозорий, розчиняється в кислоті, іризує	Ніліпрозорий, розчиняється в кислоті, іризує	Під мікроскопом спостерігається двійникова решітка

4. НАЙБІЛЬШ РОЗПОВСЮДЖЕНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Склад, будову і походження гірських порід вивчає наука **ПЕТРОГРАФІЯ** (від гр. «петра» – скеля, камінь і «графо» – пишу). Петрографія займається питаннями класифікації і номенклатури гірських порід за різними ознаками.

Кожна гірська порода має свій хімічний і мінеральний склад, а також специфічну внутрішню будову. Загальний хімічний склад гірських порід визначають за вмістом оксидів SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O, CO₂ і виражають у відсотках до маси хімічної проби. Мінеральний склад виражають у відсотках до об'єму взірця гірської породи.

Мінерали, з яких складається гірська порода, і діляються на **породоутворюючі** (кожен займає більше 5% об'єму породи) і **акцесорні** (їх кількість дуже мала, але вони притяманні тільки певним групам порід). Акцесорії – від латинського *accessorius* – додатковий. При подальшій зміні первинних породоутворюючих і акцесорних мінералів виникають вторинні мінерали. Серед породоутворюючих мінералів розрізняють ясноколірні, або салічні, і темноколірні, або фемічні. У салічних мінералах (від скороченого *silicium* + *aluminium*) головну роль відіграють кремній і алюміній, а також луги та кальцій. До них належать польові шпати, кварц, кальцит, фельдшпати, мусковіт та ін. До фемічних належать породоутворюючі мінерали з великим вмістом заліза, магнію і кальцію (назва від скороченого *ferrum* + *magnesium*). Фемічними мінералами є олівін, пірокоен, амфіболи, біотит, рудні мінерали та ін. Гірська порода, яка складається лише з одного мінералу, називається мономінеральною, а порода з декількома мінералами носить назву полімінеральною.

Внутрішня будова гірських порід характеризується їх структурою і текстурою. Структура (від лат. *structura* – будова) визначає ступінь кристалізації, абсолютні і відносні розміри мінералів, їх форму, спосіб сполучення і ступінь метаморфічних змін материнських утворень. Текстура (від лат. *textura* – тканина, оплетіння, будова) – це сукупність ознак будови гірської породи, яка обумовлена орієнтуванням, відносним розташуванням і розподілом усіх породоутворюючих компонентів.

За походженням усі гірські породи поділяють на три типи: тип магматичних порід, тип осадових порід, тип метаморфічних порід.

4.1. Тип магматичних гірських порід

Під магматизмом розуміють складні процеси виникнення магми в глибині земної кори або в мантії та переміщення її у верхні горизонти кори аж до поверхні Землі. *Магма* являє собою гетерогенний (від гр. «гетерос» – різноманітний і «генез» – народжений, тобто різноманітного походження) розплав, який складається з тугоплавких (Ti, Fe, Mn, Mg), легкоплавких (Si, Al, Ca, Na, K) і летких (O, H₂, H₂O, CO₂, S, Cl, F) компонентів. При застиганні магми утворюються магматичні породи.

Магматичними гірськими породами називаються природні асоціації мінералів, мінералів та вулканічного скла або тільки вулканічного скла, які утворилися внаслідок кристалізації при застиганні магматичного розплаву. Магма і магматична порода не тотожні. Магматична порода в значній мірі збіднена леткими компонентами.

Магматизм поділяють на інтрузивний і вулканічний. У першому випадку (від лат. *intra* – в середині) магма застигає на якійсь глибині, не виходячи на поверхню і утворює різноманітні за формою та складом тіла (інтрузивні тіла, інтрузії, інтрузиви, плутони). Інтрузиви, котрі застигли на великій глибині, називають абісальними (від гр. «абісос» – безодня), а ті, котрі застигли у приповерхневих умовах – гіпабісальними (від гр. «гіпо» – не зовсім). При вулканічному магматизмі магма прориває земну кору і вивергається на поверхню, утворюючи вулкани. Вивержені на поверхню гірські породи називаються вулканічними породами. Крім того, ще виділяють субвулканічні породи, які є проміжними між гіпабісальними і вулканічними.

Отже, тип магматичних порід поділяють на класи за фаціальними ознаками: клас плутонічних (інтрузивних), клас вулканічних, клас вулканічно-плутонічних порід (рис. 4.1).

Групи магматичних порід виділяють у залежності від кількості кремнезему (табл. 4.1). Силікати можна розглядати як солі, що утворилися кислотою H₂SiO₃ і основою Mg(OH)₂, Ca(OH)₂, Fe(OH)₂, Na(OH), K(OH). Силікати магнію, кальцію і заліза часто є ненасиченими кремнекислотою, тоді як алюмосилікати натрію і калію пересичені нею. Тому породи, які збагачені кремнеземом, називають кремнекислими, а породи з великим вмістом магнію, кальцію і заліза – ультраосновними і основними. Між усіма групами магматичних порід існують поступові переходи і границі між ними умовні.

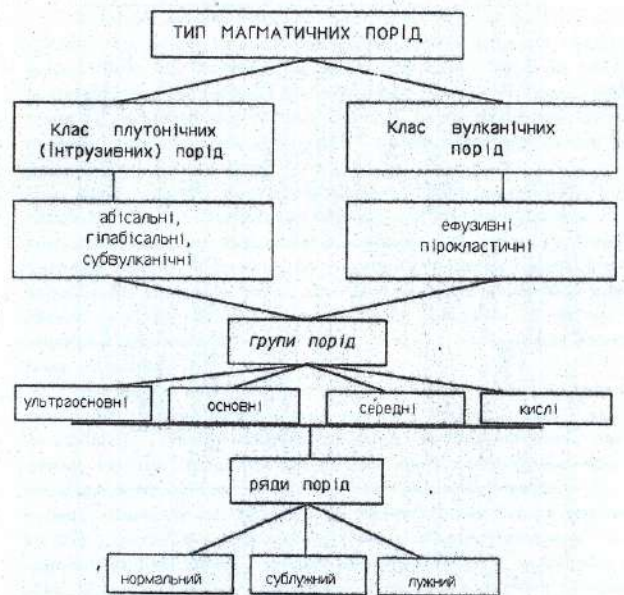


Рис. 4.1. Поділ магматичних порід.

ХІМІЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Групи порід (SiO ₂) %	Ряди порід (Na ₂ O+K ₂ O) %	Родина класу плутонічних порід	Родина класу вулканічних порід
Ультрасинові 30-44	Нормальний (0-1,5)	Олівіт-дувіт, перцитит	Щерит
Основи 44-53	Лужний (1,5-13,0)	Мелітрит, уртит	Лужний шкрат, мелітрит
	Нормальний (1,5-4,5)	Щерсеніт, горбієвіцит, габро	Щертіт, базальт, базальт
	Сублужний (2,5-9,5)		Трахібазальт
Середні 53-64	Лужний (4-23,0) Ka=0,4-1,4	Основний фойїт, лужне габро	Основний фойїт, лужний базальт, основний фойїт
	Нормальний (5-7,5)	Діорит, кварцовий діорит	Андезіт, базальт, андезіт
	Сублужний (5-14) Ka=0,17-0,95	Сублужний діорит-монзоніт, кварцовий монзоніт, сієніт	Трахіандезит, андезіт, трахіандезит, трахіт
Кремністі 64-78	Лужний (7,5-23,0) Ka=0,5-1,5	Лужний сієніт, фельдшпатовий сієніт	Лужний трахіт, фойїт
	Нормальний (6,5-8,1)	Гранодіорит, граніт, сієніт	Діорит, ріоліт, ріоліт
	Сублужний (7,5-10,0) Ka<1	Кварцовий сієніт сублужний граніт	Трахіандезит, трахіандезит
	Лужний (8,3-10,5) Ka>1	Лужний граніт	Лужний трахіандезит, андезіт

Ряди магматичних гірських порід виділяють за вмістом лугів (Na₂O + K₂O) або за співвідношенням молекулярної кількості (Na₂O + K₂O): Al₂O₃, тобто за коефіцієнтом аплітності (Ka). За цими показниками виділяють ряд нормальної лужності, ряд сублужних порід, ряд лужних порід. Сукупність магматичних гірських порід подібного мінерального складу з певним співвідношенням петрохімічних параметрів становить **родину** магматичних порід.

Фізико-хімічні умови застигання магми на глибині і лави на поверхні – різні, і магматичні породи, які утворюються при цьому, теж відрізняються одна від одної. Особливо це добре відбивається на структурі порід. На глибині, де різниця температур у масі і вміщуючих порід рами невелика, застигання відбувається повільно у присутності легких компонентів, які сприяють росту кристалів. У такому разі всі мінерали виділяються в кристалічному стані і утворюється повнокристалічна структура.

При цьому першими виділяються апатит, магнетит, титаномангнетит. Услід за ними виділяються магнієві силікати, а далі – магнієво-кальцієві і залізо-кальцієві силікати (олівін, піроксен, рожева обманка, біотит). Паралельно зі змінною темноколірними мінералами кристалізуються плагіоклази, починаючи від анортиту до альбіту. При такому порядку кристалізації залишкової розплави збагачується кремнеземом, лугами і легкими компонентами, які є мінералізаторами. Останніми кристалізуються калієві польові шпати, мусковіт і кварц або нефелін (рис. 4.2). Аналогічно зменшується ступінь ідіоморфізму мінералів. Але виділення кожної наступної групи мінералів починається ще до закінчення кристалізації попередньої групи. Розмір кристалічних зерен в інтрузивних масивах залежить від властивостей магми і швидкості її охолодження, тобто швидкості кристалізації.

Піднімаючись із глибини до поверхні Землі, магма переходить з умов високого тиску і температури до низької температури і тиску. При цьому вона поступово втрачає розчинені у ній гази (мінералізатори). Нові умови не є сприятливими для кристалізації. Тому застигаюча на поверхні Землі лава утворює аморфну масу, яка має склоподібну (гіалінову) структуру, або мікрокристалічну масу, в якій кристали неозброєним оком не видно.

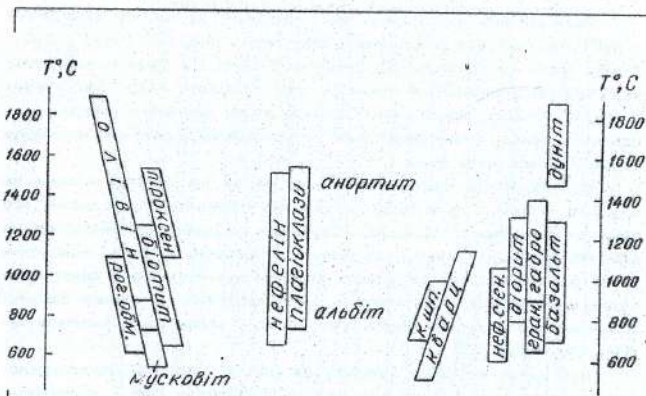


Рис. 4.2. Температура кристалізації окремих мінералів і гірських порід

4.1.1. Макроскопічне визначення інтрузивних гірських порід

Забарвлення породи на свіжому зломі і на вивітрілій поверхні. У інтрузивних порід колір може бути найрізноманітніший, бо вони складаються з багатьох різнокольорових мінералів. Порода, яка забарвлена у ясні відтінки, називається лейкократовою, а у темні – меланократовою. Лейкократові породи збагачені кварцом і польовими шпатами. Меланократовість породи визначають за кольоровим числом (кольоровим індексом), тобто об'ємною часткою темнокольорних мінералів. Коли якісь мінерали у природі створюють ізольовані скупчення (шліри) або смуги, то забарвлення буде плямисте, смугасте тощо.

У приповерхневих умовах більшість первинних мінералів (мінералів магматичного походження) змінюється, розкладається і заміщується вторинними мінералами. Темнокольорні мінерали заміщуються серпентином, хлоритом, епідотом, тому вони набувають зеленого кольору. Кварц стає молочно-білим. Залізо окислюється і забарвлює породу у коричневі та червоні відтінки. Польові шпати заміщуються каолінітом і набувають білого кольору.

Текстура. Для інтрузивних порід найбільш характерними є: масивна, директивна, смугаста і плямиста текстури. Масивна (однорідна) текстура свідчить про однакові умови кристалізації магми у всіх ділянках інтрузивного тіла, внаслідок чого мінеральний склад скрізь однаковий і не спостерігається ніякої орієнтації породоутворюючих мінералів. Директивну текстуру визначає певне розташування (орієнтування) призматичних і табличчастих мінералів. Для смугастої текстури характерним є чергування у гірській породі шарів різного складу і структури, утворених напрямленим рухом магми. Плямиста текстура може виникнути через перетворення великої кількості уламків (ксенолітів) більш основних порід, які потрапили, наприклад, у гранітну магму.

При застиганні інтрузивного тіла його об'єм зменшується і з'являються тріщини охолодження (контракційні тріщини). Найчастіше виникає три системи тріщин: одна – паралельна поверхні остигання, і дві – перпендикулярні до неї. Ці системи тріщин утворюють паралелепіпедальну окремість. При вивітрюванні ребра блоків згладжуються і виникає матрацеподібна і куляста окремість.

Структура. У плутонічних породах за відносними розмірами кристалів породоутворюючих мінералів виділяють рівномірноюзернисту і нерівномірноюзернисту (порфіроподібну) структури. Порфіроподібні виділення, або фенокристали (від гр. «фено» – роблю явним), перевищують розміри зерен явнокристалічної основної маси у декілька разів. За абсолютними розмірами зерен явнокристалічної магматичні породи поділяються на гігантозернисті з розміром кристалів більше 10 мм, крупнозернисті (5-10 мм), середньозернисті (2-5 мм) і дрібнозернисті (0,5-2 мм). Мікро- і прихованокристалічні породи при макроскопічній характеристиці визначають як афанітові або тонкозернисті (окремі зерна у породі розгледіти не можна).

Необхідно зазначити, що найчастіше різні мінерали в інтрузивній породі мають різні розміри (рис. 4.3). Тому при визначенні назви структури треба враховувати розміри одного мінералу, який переважає у породі. Коли ці розміри більш-менш однакові, то структуру відносять до рівномірноюзернистої.

За ступенем ідіоморфізму мінералів у плутонічних породах виділяють такі головні структури: панідіоморфноюзернисту, алотріоморфноюзернисту і гінідіоморфноюзернисту.

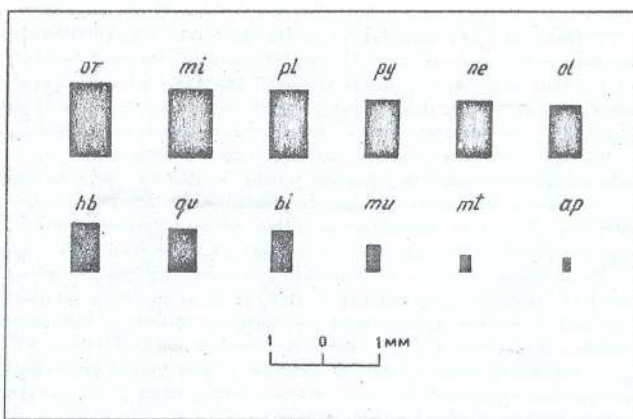


Рис. 4.3. Співвідношення розмірів зерен мінералів у середньозернистих інтрузивних породах за 40 000 вимірами (Заварицький, 1961);
 or – ортоклаз; mi – мікроклін; pl – плагіоклаз; py – піроксен;
 pe – нефелін; ol – олівін; hb – рогова обманка; qu – кварц;
 bi – біотит; mu – мусковіт; mt – магнетит; ap – апатит.

Панідіоморфнозерниста структура (від гр. «пан» – усі) характеризує магматичні породи, в яких більшість мінералів має властиві їм форми, що наближаються до ідіоморфного обрису. Ця структура притаманна піроксенітам, дунітам.

Алотріоморфнозерниста структура, навпаки, спостерігається у породах, в яких більшість породоутворюючих мінералів не має добре утворених, ідіоморфних кристалів. Різновидами названої структури вважаються аплітова і габрова структури. Аплітова структура властива для жильних аплітів, які складаються, головним чином, з калієвого польового шпату і кварцу, дрібні зерна яких мають однаковий погано виражений ідіоморфізм. Габрова структура зустрічається у абісальних габро і габро-діоритів, в яких основний кварц і фемічні мінерали характеризуються незначним ідіоморфізмом, що пов'язано з одночасною їх кристалізацією.

Гіпідіоморфнозерниста структура є типовою для порід з різним ступенем ідіоморфізму породоутворюючих мінералів (найбільш ідіоморфні – темноколірні мінерали, нижчий ідіоморфізм у польових шпатах, найгірший – у кварцу). Це найбільш розповсюджена структура інтрузивних порід – гранітів, діоритів, нефелінових сієнітів. До різновидів гіпідіоморфнозернистої структури відносять гранітову, офітову, пегматитову та інші структури. Гранітова структура обумовлена закономірним зниженням ступеня ідіоморфізму у такій послідовності: фемічний мінерал, плагіоклаз, калішпат, кварц. Офітова структура характерна для приконтактних діянок плутонів габро, де порода складається з ідіоморфних пластин основного плагіоклазу, і розташованих між ними алотріоморфних зерен піроксену.

Агнаїтова структура зустрічається у лужних інтрузивних породах з нефеліном, де салічні мінерали більш ідіоморфні, ніж фемічні. Ідіоморфізм знижується від нефеліну, через польовий шпат до лужних піроксенів і лужних амфіболів.

Пегматитова структура (графічна, письмова) характеризується закономірним проростанням кварцу в ортоклазі або мікрокліні. Вростки мають у площині сколювання обрис, що нагадує клиноподібні письмена. Формування цієї структури пов'язано з одночасною (евтектичною) кристалізацією калішпату і кварцу (рис. 4.4).

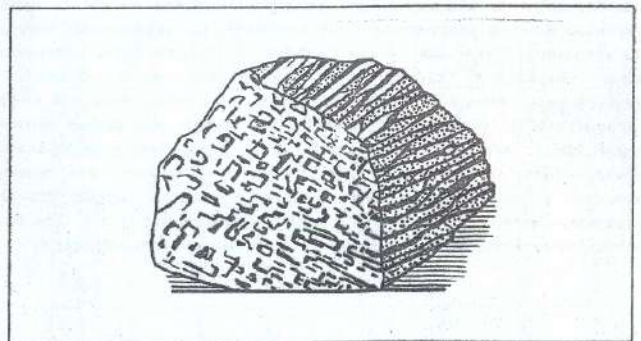


Рис. 4.4. Графічна структура пегматиту.

Мінеральний склад. При визначенні родин і видів інтрузивних порід користуються кількісним співвідношенням головних породоутворюючих мінералів (табл. 4.2), які відіграють не менш важливу роль, ніж хімічні показники.

У таблиці показано (в чисельнику) граничні коливання вмісту мінералу, а в знаменнику – середній його вміст в об'ємних відсотках.

При наявності порфіроподібної структури треба охарактеризувати склад, форму, розміри і кількість (об'ємн. %) порфіроподібних виділень (фенокристалів). **Порфіроподібна структура** може утворитися при кристалізації розплаву, у складі якого один з компонентів знаходиться в кількості, надлишковій по відношенню до евтектичного складу розплаву. При охолодженні настає насичення надлишковою складовою частиною, і вона починає виділятися у вигляді добре утворених кристалів. А коли залишковий розплав стане евтектичним, з нього одночасно кристалізуються два мінерали, утворюючи більш дрібнозернисту суміш, або взаємні закономірні (мікропегматитові) проростання. Порфіроподібна структура може також виникнути при особливих умовах переохолодження розплаву (наприклад, біля контакту з вміщуючими породами).

Приналежність інтрузивної породи до певної групи порід за кислотністю. При визначенні групи головними ознаками є кольорове число (кольоровий індекс), кількість кварцу, калійового польового шпату і фельдшпатоїдів. Кольоровий індекс відображає вміст у породі темноколірних мінералів (об'ємн. %). Він, як і кількість кварцу, досить надійно свідчить про належність інтрузивної породи до тої чи іншої групи за вмістом кремнезему. Слід пам'ятати, що кремнекислі породи лейкократові, з великою кількістю кварцу. У середніх порід переважає сіре забарвлення, кварцу мало або зовсім немає. Основні і ультраосновні породи – безкварцові. Кольорове число основних порід не нижче 50% (окрім лабрадоритів). Вони мають найчастіше темно-сірий колір або зеленувато-сірий завдяки вторинним мінералам. Ультраосновні породи мають колір близький до чорного або темно-зелений; у них майже не буває сілчатих мінералів. Середні породи сублужного ряду розпізнають за великою кількістю калішпату, але без кварцу, а лужні інтрузивні породи – за присутністю фельдшпатоїдів.

Таблиця 4.2.

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ПЛУТОНІЧНИХ ПОРІД

Група порід	Вміст SiO ₂ (мас.%)	Родина порід	Повітряний колір	Мінеральні індивідуальності	1. Нормальний ряд			Темноколірні мінерали (об'ємн. %)			
					Кварц	Калішпат	Плагіоклаз	Кольоровий індекс	Біогіт	Рогова обманка	Олігін
Кислі	64-78	Граніт Гранодіорит	Світло-сірий	Кварц, калішпат	25-40	21-51	24-41	0-10	0-10	0-10	0-10
					30	30	30	10	2-25	2-25	
Середні	53-64	Кварцовий діорит Діорит	Сірий	Плагіоклаз рогова обманка	15-25	8-23	28-61	0-35	0-35	0-35	
					20	15	45	20	0-40	0-40	
Основні	44-53	Габро Анортозит Горніблендіт Проксеніт	Темно-сірий, чорний	Плагіоклаз рогова обманка, проксен	5-20	0-10	35-95	0-35	0-35	0-35	0-5
					10	0-10	60	30	0-40	0-40	
Ультраосновні	30-44	Перидотит Дуніт	Чорний, темно-зелений	Перидотит, соліт	0-5	33-65	70	30	0-5	0-5	35-65
						50	90-100	0-10	0-10	5-40	15-60
Середні	53-64	Сієніт	Розово-сірий	Калішпат, рогова обманка, проксен	30	40-100	70	по 100	0-10	0-10	90-100
						50	100	100	10-50	40-80	5-40
Середні	53-64	Нефеліновий сієніт	Світло-сірий, велюрово-го-сірий	Калішпат, нефелін	0-5	65-90	10-35	0-30	0-30	0-30	0-30
						50	15	15			
Ультраосновні	30-44	Ургіт	Зеленувато-го-сірий	Нефелін	0-10	20-80	60	0-10	0-16	0-18	0-20
					10-35	20	15	15	10-20	10-20	
Ультраосновні	30-44	Ургіт	Зеленувато-го-сірий	Нефелін	80-85	15		15			

Кремнекислі плутонічні породи

Кремнекислі інтрузії надзвичайно широко розповсюджені на земній кулі; вони займають площу разів у п'ятнадцять більшу, ніж плутони основного складу. До кислих плутонічних порід нормального ряду належать граніти і гранодіорити.

Граніти (від лат. «гранум» – зерно) – повнокристалічні рівномірнозернисті або порфіроподібні гірські породи, які складаються з кварцу (30%), калішпату (30%), плагіоклазу (30%) і біотиту або рогової обманки (не більше 10%). За характером істотного або другорядного мінералу серед гранітів виділяють відміни: біотитовий, мусковітовий, двослюдяний, роговообманковий, піроксеновий, турмаліновий, ортоклазовий, мікрокліновий, амазонітовий граніт, лейкограніт (аляскіт), плагіограніт. У цих різновидах спостерігаються значні коливання вмісту породоутворюючих мінералів: кварцу від 25 до 40%; калійового польового шпату від 21 до 51%; плагіоклазу від 24 до 41%; біотиту, мусковіту, рогової обманки від 0 до 10%. Мікрокліновими або ортоклазовими гранітами називають породу з вмістом плагіоклазу менше 10%. Плагіограніти складаються тільки з плагіоклазу, кварцу і кольорових мінералів, при дуже незначній кількості калішпату. Калішпатові граніти, які вміщують менше 5% кольорових мінералів, називаються аляскітовими гранітами.

Гранодіорити вміщують не більше 15–25% кварцу. З польових шпатів переважає плагіоклаз і становить 45–50%, інколи до 60%; кольорове число досягає 25%. За складом гранодіорит є проміжною породою між гранітом і діоритом. У порфіроподібних гранодіоритах фенокристали належать плагіоклазу. Серед різновидів гранодіориту виділяють біотитовий, роговообманковий, біотит-роговообманковий, піроксен-роговообманковий, піроксеновий, турмаліновий.

Граніти і гранодіорити, а інколи й діорити, об'єднують під назвою гранітоїди. Вони утворюють велетенські тіла, довжиною сотні і тисячі км, шириною до 120 км і товщиною 8–12 км.

Гіабісальні і жильні гранітоїдні породи представлені гранітпорфірами і гранодіорит-порфірами, аплітами, пегматитами. В граніт-порфірах у зкрупленнях буває присутнім один або декілька мінералів (пла-

гіоклаз, калішпат, кварц, біотит, рогова обманка). Граніт-порфіри – дрібнозернисті порфірові породи.

Апліт – дрібно- або тонкозерниста гірська порода, яка складається тільки з кварцу й калішпату, а плагіоапліт – з кислого плагіоклазу; дуже в малих кількостях бувають присутніми темнокольорні мінерали. Дайки аплітів широко розповсюджені серед інтрузивних гранітів.

Пегматити за складом дуже близькі до аплітів, але різко відрізняються структурою; перш за все, дуже великими, іноді гігантськими розмірами кристалів калішпату, кварцу, мусковіту, флогопіту, турмаліну, топазу, берилу та інших мінералів. Пегматитові жили розвинуті серед масивів гранітів і гранодіоритів; вони утворюються після вкорінення дайок аплітів. З пегматитами пов'язані родовища багатьох корисних копалин.

Середні плутонічні породи

Середні породи пов'язані поступовими переходами з кислими і основними інтрузивними породами. Це переважно безкварцові породи. Їх хімічний склад приводить до великого різноманіття кількісно-мінерального складу. З порід нормального ряду ми розглянемо діорити, з сублужного ряду – сієніти, а з лужного петрохімічного ряду – нефелінові сієніти.

Діорити (від гр. «діорізо» – розмежовую, розрізняю) – зеленувато-сірі або темно-сірі, рівномірнозернисті, рідше порфіроподібні породи з широким коливанням розміру зерен породоутворюючих мінералів: від дрібно- до грубозернистого. Діорити містять до 40% темнокольорних мінералів, головним чином рогової обманки, значно рідше біотиту і піроксенів. Діорити з кольоровим індексом меншим 25% відносять до лейкодіоритів, а з кольоровим індексом більшим 40–45% – до меланократових діоритів. Салічні мінерали представлені середнім плагіоклазом у кількості від 55 до 95% об'єму породи. Кварц і калішпат у нормальному діориті відсутні або кожен з них не перевищує 5–10% об'єму породи, але при макроскопічному визначенні вони не можуть бути виявлені. Діорити з кількістю кварцу 5–20% називаються кварцовими діоритами. Серед відмін діоритів виділяють піроксеновий, рогово-

обманковий, піроксен-роговообманковий, біотитовий, роговообманково-біотитовий, турмаліновий, гранатовий. Гіпабісального обрису і жильні діоритові гірські породи виділяють під назвою мікродіоритів і діоритових порфіритів. Діоритовий порфірит – темно-сіра, зеленувато-сіра дрібнозерниста середня порода з фенокритами середнього плагіоклазу і рогової обманки.

Сієніти (від міста Сієна, гр. назви Єгипетського міста Асуан) – рожеві, рожево-сірі повнокристалічні безкварцові середні плутонічні гірські породи, які складаються з калійового польового шпату (40-80% об'єму породи), плагіоклазу (5-20%), кварцу (до 5%) і темноколірних (рогова обманка, рідше піроксен і біотит) мінералів (10-40%). Середній вміст темноколірних мінералів становить 15%. Якщо кварцу більше 5%, порода називається кварцовим сієнітом. Для сієнітів притаманна гілідіоморфнозерниста, рідко трахітоїдна структура. За вмістом темноколірних мінералів розрізняють лейкократові сієніти (менше 10%), мезосієніти (10-30%), меланократові сієніти (більше 30%).

Нефеліновий сієніт, або фойяїт, – один з видів родини фельдшпатоїдних сієнітів з нефеліном як переважачим фельдшпатоїдом. Середній склад: калійовий польовий шпат 60%, нефелін 20%, лужний піроксен 5-20%, лужні амфіболи 0-18%, іноді альбіт 5-10%, біотит до 16%, олівін 2-3%. Найчастіше це лейкократова порода, середньозерниста, крупнозерниста або легматоїдна; текстура масивна, такситова і трахітоїдна. Матриця породи утворена планпаралельно розташованими призматичними кристалами калійового польового шпату, між якими знаходяться нефелін, лужний піроксен і амфібол, тому виникає смугаста текстура. Нефелінові сієніти утворюють величезні інтрузивні тіла, розміром до 1300 км², серед докембрійських метаморфічних утворень. Для них характерні трубоподібні або конічні тіла (Хібінський масив); розшаровані блюдоцеподібні лополіти. З нефеліновими сієнітами пов'язані різні види сировини (апатит, рідкісні метали), в той же час вони самі є сировиною на глинозем, та як сировина для виготовлення кераміки.

Основні плутонічні породи

Основні інтрузивні породи утворюють у земній корі невеликі тіла. Вважають, що магма основного складу є мантіїного походження,

виникає при частковому плавленні мантії. Під час застигання магми кристалізуються переважно піроксени і основний плагіоклаз. Основні плутонічні породи нормального петрохімічного ряду об'єднують у мафіт-ультрамафітову інтрузивну асоціацію. Мафіт – повнокристалічна основна плутонічна порода, в якій темноколірним мінералам належить 70-90% об'єму породи. Ультрамафіт – загальний термін для позначення груп вивержених гірських порід нормального петрохімічного ряду, які не містять у собі фельдшпатоїдів, з кольоровим індексом вище 90%.

Габро (Gabbro – назва місцевості у Північній Італії) переважно являють собою крупнокристалічну, рівномірнозернисту інтрузивну породу від світло-сірого до темно-сірого або від темно-зеленого до чорного кольору. Головним типоморфним мінералом габро є основний плагіоклаз (лабрадор-бітовніт-анортит), який утворює товсті таблиці або ізометричні зерна. Різні сполучення плагіоклазу з двома іншими типоморфними мінералами – ортопіроксеном і клінопіроксеном – визначають головні види цілої родини габроїдів: габро (плагіоклаз + клінопіроксен), норит (плагіоклаз + ортопіроксен), габронорит (плагіоклаз + ортопіроксен + клінопіроксен).

Темноколірні мінерали складають 35-65% об'єму породи. Габро з кольоровим індексом 60-90% називається меланогабро, а з кольоровим індексом 10-35% – лейкогабро (габро-анортозит). Істотну роль у родині габроїдів відіграє олівін. Його різноманітні кількісні сполучення з плагіоклазом характеризують чітко уособлений вид – троктоліт (олівін 35-60%, плагіоклаз 35-65%). За мінеральним складом виділяють такі різновиди габро: авгітове, олівінове, роговообманкове, біотитове, кварцове; за структурою і текстурою: смугасте, порфіроподібне, габро-легматит.

Структура габро залежить від його складу. Звичайно виділення плагіоклазу і кольорових мінералів відбувається при кристалізації одночасно, і всі головні компоненти є однаково ідіоморфними, як правило, ізометричними, а не видовженими в одному напрямку. У такий спосіб утворюється габрова структура. У габро з великим вмістом плагіоклазу (лейкогабро) виявляється ідіоморфізм цього мінералу по відношенню до піроксену.

Анортозит (від франц. anorthose – плагіоклаз) – глибинна лейкократова крупно- і гігантозерниста основна інтрузивна порода.

Мінеральний склад анортитів, які належать до родини габроїдів, визначається тільки одним типоморфним мінералом — основним плагіоклазом при відсутності або дуже незначній наявності (менше 5%) темноколірних мінералів (піроксенів, олівіну). Серед анортитів виділяють два різновиди, в залежності від складу плагіоклазу: бітовнітит і лабродорит. Значно менше зустрічається анортитит, який пов'язаний з бітовнітитом. Андезиніти і олігоклазити за вмістом кремнезему відносять до групи середніх порід. Анортозити утворюють величезні тіла на Українському щиті серед докембрійських метаморфічних комплексів, де вони часто знаходяться разом з гранітоїдами.

Горнблендит (від нім. Hornblende — рогова обманка) — поано-кристалічна основна ультрамафітова інтрузивна порода, яка складається з рогової обманки (90-100%). У незначній кількості (до 5-10%) можуть бути присутніми піроксен, олівін, іноді бітит, гранат. Якщо наявність цих мінералів більша 10%, то породу називають, відповідно, піроксеновим або олівіновим горнблендитом. Плагіоклазовий горнблендит містить не більше 10% плагіоклазу; породи з більшою кількістю цього мінералу належать до меланократового габро. Горнблендит тісно пов'язаний з піроксенітами і утворює серед них невеликі скупчення. В піроксенітових плутонах спостерігаються безперервні переходи від клінопіроксеніту через роговообманковий піроксеніт і піроксеновий горнблендит до горнблендиту.

Піроксеніти. Родина піроксенітів об'єднує основні ультрамафіти нормальної лужності. Це темно-сірі, майже чорні, або темно-зелені півнокристалічні інтрузивні породи, які складаються головним чином з піроксену (моноклінного, ромбічного, іноді того і другого). За цими показниками розрізняють, відповідно, клінопіроксеніт (50-100% клінопіроксену), ортопіроксеніт (50-100% ортопіроксену) і вебстерит (5-90% ортопіроксену, 5-90% клінопіроксену). Виділяють також олівінові різновиди піроксенітів, у яких з піроксеном є присутнім олівін у кількості 5-40%. Плагіоклаз, флогопіт, бітит, рогова обманка становлять до 10% об'єму породи. У піроксенітах наявні рудні мінерали — магнетит, титаномангнетит, хроміт, які можуть утворювати родовища. Відомі також серед піроксенітових пегматоїдів сульфідні мідно-нікелеві і нікелеві руди. У Бушвельдському масиві (Південна Африка) відомі унікальні родовища платини і платиноїдів, а також золота, сульфідів

нікелю і міді. Тіла піроксенітів широко розповсюджені у складчастих областях разом з ультраосновними породами і габро.

Ультраосновні плутонічні породи

Ультраосновні породи (ультрамафіти, ультрабазити, гіпербазити) об'єднують безпольовошпатові магматичні породи, які складаються із залізо-магнезійських мінералів (олівіну, піроксену, менше амфіболу). Група гіпербазитів розділена на два петрохімічних ряди — нормальної лужності і лужний. У класі плутонічних порід нормальної лужності виділяються дві родини: істотно олівінових порід (олівініти-дуніти) і піроксен-олівінових порід (перидотити). З плутонітів лужного ряду ми розглянемо лише уртит, який належить до родини ультраосновних фойдолітів.

Перидотити (від франц. peridot — перидот, олівін) — загальна назва півнокристалічних глибинних істотно олівінових (до 90 об'ємних %) порід, які вміщують ромбічний і моноклінний піроксен, а іноді рогову обманку. За наявністю цих мінералів визначають види родини перидотитів: гарцбургіт (олівін + ортопіроксен), лерцоліт (олівін + ортопіроксен + клінопіроксен), верліт (олівін + клінопіроксен), роговообманковий перидотит (олівін + ортопіроксен + клінопіроксен + рогова обманка). До відмін попередньо названих видів відносять: плагіоклазовий перидотит, у якому плагіоклаз становить не більше 10%; слюдяний перидотит, у якому наявні флогопіт або бітит (до 5-10%), гранатовий (піроповий) перидотит. Кількість піроксенів у перидотитах може досягати 50% об'єму породи.

Колір перидотитів чорний або темно-зелений. Вони мають гіпдіоморфнозернисту структуру з різко вираженим ідіоморфізмом олівіну. Але олівін найчастіше заміщується серпентином, і тоді піроксен у масі серпентину виглядає як псевдопорфірові виділення. Нерідко перидотит повністю перетворений у серпентиніт. У перидотитів переважає масивна текстура, іноді смугаста.

Перидотити складають іноді великі тіла в зонах глибинних розломів. Такі масиви не дають контактних ореолів і розглядаються як протрузії. У світлі сучасних поглядів, протрузії альпінотипних перидотитів є похідними мантийних ультраосновних магм, або, скоріше всього,

тугоплавким речовиною (запасом) після вилучення базальтового розплаву з речовини мантиї.

З перидотитами просторово і генетично пов'язані хромітові, хризотил-азбестові і талькові родовища, а також сингенетична сульфідна мідно-нікелева мінералізація. Самі перидотити використовують як сировину для виробництва вогнетривких матеріалів і магнезійно-фосфатних добрив.

Дуніт (за назвою гори Дун у Новій Зеландії) – дрібнозерниста зеленувато-сіра або темно-зелена (до чорного) порода; на свіжому зломі має скляний або смоляний блиск. Дуніт складається з магнезійного олівіну (95-97%) і дрібних вкрапленників хроміту (3%); наявність піроксену не більша 5%. Свіжий дуніт характеризується панідіоморфно-зернистою структурою. Але порода здебільшого серпентинізована аж до повного перетворення її у серпентиніт. Дуніти складають внутрішню частину в інтрузіях центрального типу, де вони оточені кільцевими зонами перидотитів, піроксенітів, діоритів і лужних ультраосновних порід. Дуніти зустрічаються також у розшарованих інтрузіях, де з ними пов'язані мідно-нікелеві родовища і платиноїди.

Уртіт (за назвою масиву Луявр-Урт у Хібіньських горах, Росія) – світло-сіра середньо- і крупнозерниста, істотно нефелінова інтрузивна порода. Її мінеральний склад: нефелін 80-85%; лужний піроксен 10-20%; титаномагнетит 2-4%; апатит 1-3%; іноді ортоклаз або альбіт до 5%. Уртіти мають панідіоморфнозернисту або гіпідіоморфнозернисту структуру, найчастіше з однаковим ідіоморфізмом нефеліну і піроксену. Текстура – масивна. Вони утворюють кільцеві і конічні розшаровані тіла, іноді штоки. З них одержують алюміній і апатит. З уртітами пов'язані титано-ніобієві родовища.

4.1.2. Макроскопічне визначення вулканічних гірських порід

Вулканізм охоплює усі явища, пов'язані з виверженням магми на земну поверхню. **Вулкан** (vulcanus – бог вогню і ковальства у стародавніх римлян) – вивідний отвір у землі, через який вивергається лава, гарячі гази і уламки гірських порід. З просуванням магми до поверхні тиск зменшується, і гази, які знаходяться у розчиненому стані, починають виділятися, внаслідок чого магма, яка вилілася на поверхню, суттє-

во відрізняється від початкової. Щоб підкреслити цю відмінність, магму, що вилілася на поверхню, називають лавою. **Лава** (від італ. lava – обвал, падіння) – вогняно-рідкий силікатний розплав, що витікає на земну поверхню під час вулканічного виверження. Вулканічна (еруптивна) діяльність (від лат. eruptus – викинутий назовні) – це сукупність процесів і явищ, пов'язаних з виверженням вулкана. Вона складається з трьох процесів: ефузивного, експлозивного і екструзивного.

Ефузія (від лат. effusio – розлити) – виливання лави з глибини Землі на поверхню у вигляді потоків і покрівів.

Експлозія (від франц. explosion – вибух) – вулканічний вибух, який супроводжується викидами великої кількості пірокластичного матеріалу і газів. Пірокластичні породи, або пірокласти (від гр. «пір» – вогонь, «клас» – уламок) – уламкові породи, утворені продуктами викиду вулканів. Незцементовані пірокласти мають назву тефра (від гр. «тефра» – попіль), а літифіковані (зцементовані) пірокласти називаються туфом (від італ. tufo).

За хімічним складом вулканічні породи, як і інтрузивні, поділяються на ті ж групи і ряди. При цьому, на відміну від плутонічних порід, для склуватих або слабо розкristалізованих вулканічних порід мінералогічні класифікації не можуть бути застосовані. За фактичними ознаками вулканічні породи поділяють на ефузивні, вулканокластичні і вулканогенно-осадові. Усіх їх об'єднує загальний термін вулканіти.

Виливні (ефузивні) породи пов'язані з інтрузивними поступовими переходами, тому інколи походження магматичної породи достеменно можна встановити лише у корінному відслоненні. В середині потужних покрівів, що вилились на поверхню, можуть зустрічатися добре розкristалізовані, подібні до інтрузивних, породи. Але в більшості випадків ефузивні породи характеризуються склуватою (гіаліновою) і афанітовою структурами, тобто однорідною будовою, складові частини якої неможливо розрізнити неозброєним оком. Префікси гіало (від гр. «гіальос») і вітро (від лат. vitrum) вказують на наявність скла у вулканічній породі.

Слід зазначити, що терміном 'ефузивні породи' визначають як ефузивні, так і екструзивні (вичавлені) утворення. Петрографічно породи, що складають лавові потоки і екструзивні куполи, ідентичні; вони

можуть мати різний ступінь розкристалізації. За величиною кристалів розрізняють рівномірнозернисту (афірову) і нерівномірнозернисту (порфірову) структури. Порфірову структуру характеризують наявні в афанітовій або гіаліновій основній масі породи окремі крупні кристали (вкрапленики, фенокристали). За розмірами фенокристалів виділяють крупнопорфірову (більше 5 мм), середньопорфірову (1-5 мм) і дрібнопорфірову (0,2-1 мм) структури. Відносна кількість вкраплеників і основної маси у вулканічних породах змінюється в дуже широких межах (рис. 4.5).

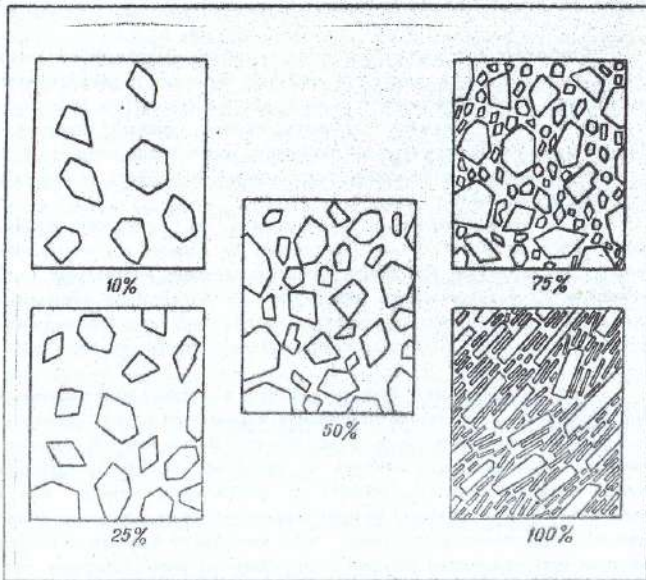


Рис. 4.5. Відносна кількість фенокристалів в основній масі вулканічних порід.

Текстурні риси будови гірських порід також можуть вказувати на їх вулканічне походження. Виливним породам притаманні масивна, смугаста, флюїдальна, перлітова, мигдалекам'яна, пориста або бульбашкова текстури, а також стовпчаста і подушкова окремість.

У породі з масивною текстурою мінеральний склад скрізь однаковий і не простежується яка-небудь орієнтація породоутворюючих мінералів. Для смугастої текстури характерним є чергування субпаралельно розташованих смуг різного складу, кольору або структури.

Флюїдальна текстура (від лат. fluidus – текучий) притаманна неповнокристалічним і склуватим вулканічним породам. Вона утворюється рухом в'язкої застигаючої лави і передає у твердому стані картину руху. Потоки скла, товщиною у декілька міліметрів, або потокоподібно розташовані мікроліти основної маси, огинають інтрателуричні вкрапленики і часто мають різне забарвлення і будову. Пори у такій породі видовжені за течією.

Пориста, або бульбашкова, текстура спостерігається у лавових потоках після виділення газових компонентів. Пори можуть бути різних розмірів і форм. За кількістю пор виділяють: власне пористу текстуру, коли кількість порожнин з діаметром не більше 2 мм невелика; бульбашкову текстуру з великою кількістю порожнин діаметром більше 2 мм; пемзову текстуру (від лат. pumex – піна), коли в губчастостійдрюватій вулканічній породі об'єм порожнин перевищує об'єм матеріалу перегородок.

Мигдалекам'яна текстура є різновидом пористої текстури, коли порожнини від газових бульок заповнені вторинними мінералами: хлоритом, кальцитом, кварцом, халцедоном, опалом, цеолітами.

Перлітова текстура звичайно спостерігається в кислому вулканічному склі з вмістом 1-5% конституційної (зв'язаної) води. При швидкому застиганні лави і гідратації скла утворюються концентрично-шкаралупчасті кульки діаметром 1-7 мм (рис. 4.6.). Перламутровий блиск і кулеподібна форма нагадують перли.

Колір вулканічних порід є вирішальним при макроскопічному визначенні належності їх до певної групи за кислотністю. Треба розрізняти первинний колір вулканітів і колір породи, яка зазнала змін під дією гідротерм, метаморфізму або вивітрювання: каолінізації, серцитизації, хлоритизації, епідотизації. Кремнекислі вулканічні породи мають найчастіше дуже світле і яскраве забарвлення: біле, жовте,

рожеве, яскраво-червоне, яскраво-зелене, блакитне, але буває і смоляно-чорне. Світлий колір обумовлений переважанням у їх складі лейкократових мінералів: кварцу, кислого плагіоклазу і калішпату. Середні вулканіти забарвлені в сірий, зеленувато-сірий або коричневий колір. Основні і ультраосновні вулканічні породи відрізняються чорним, темно-зеленим або темно-коричневим кольором.

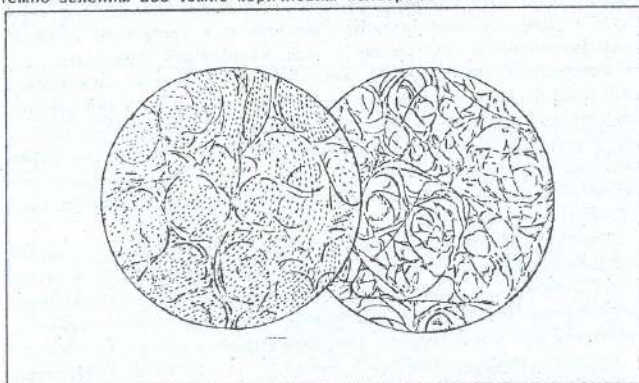


Рис. 4. 6. Перлітова текстура.

У застарілій петрографічній літературі ефузивні породи поділялися за ступенем вторинних змін на кайнотипні (молоді) і палеотипні (древні). Міжнародні комісії відмовились від подвійної номенклатури ефузивних порід. Для порід палеотипного вигляду рекомендовано вживати префікс «мета» або прикметник, який вказує на тип зміни породи (наприклад, *метабаазальт*, *метаандезит*, *каолінізований риоліт*).

Кремнекислі ефузивні породи

До ефузивних порід кремнекислого складу відносять риоліти і дацити; виділяють також проміжні різновиди.

Риоліт (від гр. «рео» – текти і «літос» – камінь) – вулканічний еквівалент лейкограніту з вмістом кремнезему від 73 до 78%. У

застарілій літературі вживається термін «ліпарит». Рожева, жовта, біла, зеленувата, сіра, коричнювата, смоляно-чорна ефузивна порода, в склуватій або приховано-кристалічній основній масі якої зустрічаються вкрапленки кварцу, калієстого польового шпату, плагіоклазу, біотиту, рогової обманки, іноді піроксену. Вона характеризується флюїдальною, смугастою, масивною і перлітовою текстурою. Порфірові різновиди риолітів містять вкрапленки від 1-2 до 25% об'єму породи. Кремнекисле вулканічне скло з вмістом води не більше 1% називають обсидіаном. Макроскопічно це сіра, чорна, іноді бура порода з скляним блиском і черепашковим зломом, яка просвічує з країв. При більшому вмісті води (звичайно 2-6%) у кислому склі часто спостерігається перлітова текстура, тому і порода має назву перліт. Якщо склувата порода має пористу текстуру, її називають пемзою.

Дацит (від лат. *Dacia* – Дакія, бувша римська провінція на території сучасної Румунії) – ефузивний аналог гранодіориту з вмістом кремнезему 64-68%. Породи притаманні сірий, коричнюватий або рожево-сірий колір, масивна, смугаста, рідше флюїдальна текстура; порфірова, афірова афанітова, іноді гіалінова структура. Фенокристали представлені зональним плагіоклазом (андезином), іноді кварцом, а також біотитом, роговою обманкою або піроксеном. Слід зауважити, що в дацитах вкрапленки калієстого польового шпату не зустрічаються.

Середні ефузивні породи

Група середніх вулканічних порід нормального петрохімічного ряду за вмістом кремнезему поділяється на дві родини: андезитобазальти, з вмістом кремнезему 53-57%, і андезити (57-64% кремнезему). Андезитобазальти є хімічним еквівалентом діоритів, андезити ж являють собою ефузивний аналог кварцових діоритів і є широко розповсюджені. З вулканічних порід сублужного ряду ми розглянемо трахіти, серед яких виділяють калієво-натрієву і калієву серії.

Андезит (від нім. *Andes* – Анди, гірська система в Південній Америці) – ефузивна порода переважно порфірової структури, сірого, темно-сірого, зеленуватого або буруватого кольору. Фенокристали представлені зональним плагіоклазом табличчастого обрису, червоно-буру базальтичною роговою обманкою, піроксеном. Вкрапленки

становлять від 1 до 70% об'єму породи, серед яких переважає плагіоклаз двох і більше генерацій. Основна маса має криптозернисту, іноді гіалінову структуру. За рахунок поствулканічних змін андезити набувають зелено-сірого або буруватого кольору. Вторинні мінерали представлені хлоритом, епідотом, кальцитом, гідроксидами заліза. Через андезитодацит і андезитобазальт андезит пов'язаний поступовими переходами до кремнекислих і основних порід.

Трахіт (від гр. «трахіс» — шершавий) — ефузивний аналог сіеніту з вмістом кремнезему 53-65% і лугів 5-14%. Це світла, рожева, світло-біра ефузивна безкварцова порода з порфіровою або афіровою структурою і масивною, пористою, смугастою або трахітоїдною текстурою. Остання обумовлена субпаралельним розташуванням видовжених кристалів польового шпату в одній площині. Вкрапленки представлені блискучою, прозорою, безбарвною відміною ортоклазу — санідіном, рідше плагіоклазом або роговою обманкою. Темноколірні мінерали (рогова обманка, іноді біотит і піроксен) становлять 5-25% об'єму породи. При метасоматичних змінах і вивітруванні санідин перетворюється в ортоклаз або мікроклін, порода набуває землистого зловмі жовто-бурого кольору.

Основні ефузивні породи

Сукупність усіх вулканічних лав основного складу часто називають **базальтами** (від ефіоп. «базал» — залізозмішувачий камінь), або базальтоїдами. Основні вулканіти є найбільш розповсюдженими магматичними породами на поверхні Землі як у континентальних, так і в океанічних її сегментах. Базальтовий магматизм — головний не тільки на Землі, але й на Місяці, де він є практично єдиним типом магматичної діяльності.

На відміну від плутонічних порід, які формуються в умовах більш високого флюїдного тиску при температурі 750-850°, базальтоїдам властива температура в 1100-1200°C. Лава основного складу є рідкою, текучою, і тому застигає у вигляді потоків і покривів, утворює базальтові плато в сотні і тисячі квадратних кілометрів, які також займають величезні площі на дні океанів. Товщина окремих покривів може бути у декілька десятків і сотень метрів, а їх сумарна товщина

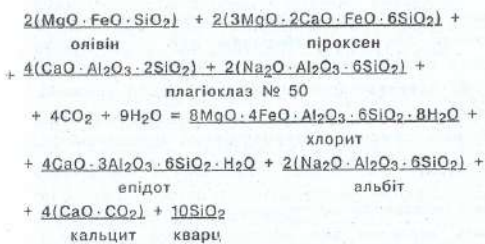
часто перевищує 3 км. У центральній частині потужних потоків і покривів виникає повнокристалічний різновид базальту — долерит.

Базальт — ефузивний аналог габро з вмістом кремнезему 48-52%. Це чорна або темно-сіра порода з афіровою або порфіровою структурою. Темний колір обумовлений наявністю 20-30% заліза та магнію. У тонкозернистій, прихованокристалічній і склуватій основній масі розташовані трохи більш крупні кристали плагіоклазу, піроксену, олівіну, дуже рідко рогової обманки. Типоморфними мінералами є плагіоклаз і клінопіроксен. Для базальтів характерною є стовпчаста окремість.

При метаморфічних і метасоматичних процесах базальти і долерити змінюються і набувають зеленого або червоно-бурого кольору і мигдалекам'яної текстури. Зелений колір порід обумовлений появою альбіт-епідот-хлоритового агрегату, а червоно-бурий — окисненням заліза. Такі змінені породи називаються метабазальтами. Але незважаючи на рішення Міжнародної комісії з систематики вивержених порід, у петрографічній літературі прижилися і використовуються терміни: базальтовий порфірит, діабаз, спіліт.

При підводних виливах лави виникає подушкова текстура (від англ. pillow — подушка), для якої характерною є сферична будова відокремлених під час виливу фрагментів лави кульової, еліпсоїдальної, гантелеподібної, балоноподібної, сарделеподібної форми. Розмір подушкових тіл коливається від 15-20 см до 3-5 м. Воду і лаву, при виливі її у підводних умовах, можна розглядати як дві рідини, які не змішуються. Рідина з більшою густиною, завдяки поверхневому натягу, буде намагатися зайняти мінімальний об'єм. Кожне таке подушкове тіло являє собою відокремлене лавове утворення з власною поверхнею охолодження, покрите загартованою оболонкою. Вона є непроникною для легких компонентів, розчинених у лаві. Основну масу з них становлять вода і вуглекислота, які обумовлюють процес аутометаморфізму базальтів при остиганні. Аутометаморфізм (від гр. «аутос» — сам) відбувається за наявності води і вуглекислоти без привнесу будь-яких інших компонентів при температурі від 400° до 50°, найбільш інтенсивно в інтервалі 300-330°.

У результаті основний плагіоклаз заміщується альбітом, з'являються хлорит, епідот, кальцит і дрібні гнізда кварцу. Цей процес відбувається приблизно за такою схемою:



Альбітований у результаті аутометаморфізму базальт має назву "спіліт" (від гр. «спілос» – пляма, цятка; завдяки великій кількості мигдалин). Порода має зелений, зеленувато-сірий, вишнево-бурий колір, афанітову структуру і мигдалекам'яну текстуру. Мигдалини найчастіше заповнені кальцитом, а також хлоритом, цеолітами, опалом і халцедоном. Розмір мигдалин коливається від 1-2 мм до десятків см. Кількість мигдалин в окремих ділянках подушкового тіла може перевищувати 50% об'єму породи.

Ультраосновні ефузивні породи

Вулканічні і гіпібазальні ультраосновні породи зустрічаються відносно рідко, хоча вони формувались від пізнього архею до кайнозойської ери у різних тектонічних обстановках. Усі вулканічні ультрабазити нормального петрохімічного ряду відносять до одної родини пікритів із вмістом кремнезему 39-44%.

Пікрит (від гр. «підрос» – гіркий; порода збагачена оксидом магнію (20-32%), а назва сульфату магнію «гірка сіль») – ефузивний або гіпібазальний аналог перидотиту. Це ультраосновна вулканічна або гіпібазальна порода з різко вираженою порфіровою структурою. На темно-зеленому або чорному фоні тонкозернистої і навіть середньозернистої основної маси виділяються світло-зелені, іноді бурі

серпентинізовані вкрапленики олівіну і більш дрібні кристали піроксену. Типоморфними мінералами пікритів є олівін і клінопіроксен. Розмір фенокристалів олівіну досягає іноді 5-8 см, звичайно 5-10 мм, клінопіроксену – 3-5 мм. Текстура породи масивна, рідше флюїдальна і мигдалекам'яна. Мигдалини становлять іноді 20-25% об'єму породи. Вони заповнені серпентин-хлоритовим агрегатом. У зв'язку з інтенсивною серпентинізацією пікрити макроскопічно подібні до серпентинітів.

Вулканокластичні гірські породи

Цим терміном названо вулканічні гірські породи уламкової структури, які складаються з ефузивного та пірокластичного матеріалу – пухкого, зцементованого лавою, спеченого, звареного або зцементованого гідрохімічно, іноді з домішками осадового чи стороннього матеріалу у кількості менше 50%. Вони займають проміжне положення між виверженими і осадовими породами. В основу їх класифікації покладено речовинний склад і розмір уламків (табл. 4.3).

Величину уламків у вулканокластичних породах позначають прикметниками: пелітовий (тонкоуламковий) – менше 0,01 мм; алевритовий (дрібноуламковий) – 0,01-0,1 мм; псамітовий (середньоуламковий) – 0,1-2 мм; дрібнопсефітовий (крупноуламковий) – 2-10 мм; крупнопсефітовий (лапільєвий) – 10-50 мм; агломератовий – 50-200 мм; бриловий агломератовий – більше 200 мм. Перші три різновиди об'єднують при опису пірокластички загальною назвою «попіл, попільний туф».

Вище названі терміни мають грецьке і латинське походження: пеліт від грецького «пелос» – глина; алеврит від «алеурон» – борошно; псаміт від «псамітес» – піщаний; псефіт від грецького «псефос» – дрібний камінь, галька; лапілі від латинського *lapillus* – камінчик; агломерат від латинського *agglomeratus* – нагромаджую, накопичую.

За речовинним складом вулканокластичні породи поділені на базальтові, андезитові, дацитові, риолітові; за типом цементації – на зцементовані лавою, спечені (зварені), зцементовані гідрохімічно та пухкі. З них ми розглянемо лише літфіковані різновиди. За агрегатним станом вони поділяються на вітрокластичні, які складаються з уламків скла; кристалокластичні, утворені уламками і цілими кристалами; літнокластичні, з уламками гірських порід, а також різні комбінації з цих

Таблиця 4.3.

КЛАСИФІКАЦІЯ ЛІТИФІКОВАНИХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧНИХ І ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОВИХ ПІРСЬКИХ ПОРІД (за Є. Ф. Малесвим, 1980)

Розмір уламків у мм	Ефузивно-уламкові			Експлозивно-уламкові (пірокластичні) без суттєвих домішок		Осадло-вулканокластичні з домішками осадового матеріалу до 50% (ортофуїти)	Вулкано-кластосалові з домішками синхронного матеріалу до 50% (парафуїти)
	Класто-лава	Лаво-кластитові	Гіало-кластитові	Зварені і спечені	Значені і гірохімічно		
Більше 200	Брилова кластолава	Бриловий лавокластит		Бриловий аглютинат, бриловий спечений туф	Бриловий туф	Бриловий туф	Бриловий туф-конгломерат
50-200	Агломератова кластолава	Агломеративний лавокластит	Агломеративний гіалокластит	Агломеративний аглютинат і спечений туф	Агломеративний туф	Агломеративний туф	Туфо-конгломерат
10-50 2-10	Псефітова кластолава	Псефітовий лавокластит	Псефітовий гіалокластит	Липлявий аглютинат, ігнімбрит, спечений туф	Крупнопсефітовий (лапил-евий) туф	Крупнопсефітовий (лапил-евий) туф	Туфобрекчія
0,1-2				Дрібнопсефітовий аглютинат, ігнімбрит, спечений туф	Дрібнопсефітовий туф	Дрібнопсефітовий туф	Туфогравеліт
0,01-0,1			Псамітовий гіалокластит	Псамітовий ігнімбрит, спечений туф	Псамітовий туф	Псамітовий туф	Туфопісковик
Менше 0,01			Алевроитовий гіалокластит	Алевроитовий спечений туф	Алевроитовий туф	Алевроитовий туф	Туфоалевроїт
					Пелітовий туф	Пелітовий туф	Туфоаргіліт

різновидів. Наприклад, вітро-кристало-літокластичні, які складаються з уламків скла, кристалів та уламків порід (причому, в даному випадку переважають уламки порід, а уламки скла знаходяться у підпорядковому становищі).

За характером домішок виділяють породи з домішкою осадового матеріалу (теригенного, хемогенного, органогенного) до 50%, які мають назву туфіти, і з домішками уламків порід фундаменту вулкана (чужих, сторонніх уламків) – ксенотуфи (від гр. «ксенос» – чужий).

Кластолава складається з уламків лави, зцементованих лавою іншої текстури, структури, кольору або хімічного складу. Утворюються кластолави внаслідок попадання уламків лави на поверхню лавового потоку (наприклад, при витіканні лави з бокки у підніжжя діючого вулкана), у кратерних лавових озерах або при вкорінюванні лави у незцементований матеріал шлакового конуса, утворення кластолави у засипаному каналі вулкана (в такому разі відбувається цементация уламків лави новою порцією лави).

Лавокластит утворюється за рахунок дроблення лави в процесі виверження вулкана. На поверхні лавового потоку швидко утворюється кірка, яка зламуються і, як гусениця трактора, переміщується у підшву потоку. Уламки лави цементуються лавою такого ж складу, текстури і структури. Лавокласти формуються у наземних, підводних і підльодних умовах. Кількість уламкового матеріалу у лавокластитах може досягати 100%.

Гіалокластит виникає за рахунок підводного і підльодного дроблення лави під час її виверження. Внаслідок швидкого охолодження відбувається загартування лави і розтріскування, тому уламки гіалокластитів представлені вулканічним склом.

Пірокластичні породи являють собою вулканічні уламкові породи, сполучною масою в яких є дрібноуламковий матеріал того ж складу, як і більш крупні уламки. Літифіковані пірокластичні породи розділені за характером літифікації на спечені, зварені (ігнімбрит, аглютинат) і ущільнені, зцементовані (туф).

Вулканічний туф – це пірокластична порода, яка складається з твердих продуктів вулканічних вивержень, зцементованих у більшості випадків гідрохімічним шляхом. Повна назва туфу може звучати, наприклад, так: псамітовий кристалокластичний туф андезиту, або псефітовий літо-вітрокластичний туф змішаного андезит-риолітового складу.

Аглютинат (від лат. *agglutino* – склеюю) – спечені в щільну масу згупчення вулканічного шлаку, бомб, лапілі і попелу. Викинуті з вулкана напіврідкі шматки переважно основної лави при накопиченні окислюються і, внаслідок цього, вторинно розігріваються і спікаються у пористу масу. Розповсюдження аглютинатів обмежено прикратерними ділянками.

Ігнімбрит (від лат. *ignis* – вогонь, *imbris* – дощ) – переважно кремнекисла пірокластична порода, яка складається з уламків пемзи, вулканічного скла, грудочок застиглої лави, кристалів, і яка втратила частково або повністю ознаки пірокластичної будови внаслідок зварювання уламкового матеріалу у монолітну масу. Ігнімбритам притаманні текстури ф'яме (від лат. *flamme* – полум'я), псевдофлюїдальна, лавоподібна. Порода часто містить у собі плескаті включення, які нагадують у розрізі язик полум'я свічки. Вони складаються з вулканічного скла або пемзи. При дуже сильному повторному перегріванні уламки міцно спікаються і порода зовні стає подібною до лави. Такі ігнімбрити називаються **ігніспуміти** (від лат. *pumex* – піна).

Виникнення ігнімбритів обумовлено виверженням пірокластичних потоків кремнекислого, іноді середнього складу з температурою вище 600°. При наближенні до поверхні Землі в'язка кисла магма, яка насичена леткими компонентами, внаслідок різкого спаду зовнішнього тиску, спінується, дезінтегрується на дрібні частинки і, збільшуючись в об'ємі, виплескується з жерла у вигляді палючої хмари або розжареної рухомої суспензії, яка складається з газу, частинок пластичної лави, фенокристалів і пемзи. Маючи величезну рухомість завдяки флюїдизації, така піноподібна суспензія дуже швидко розповсюджується на відстань десятків кілометрів, заповнюючи всі нерівності рельєфу, і після припинення руху застигає. При цьому нижні і центральні частини потоку, які зазнають тиску вищележачої лави, будучи ще трохи пластичними, стають щільно спресованими; грудочки перетворюються у кор-

жики і зварюються між собою. Верхні ж частини потоку, швидко охолоджуючись і не маючи навантаження, зберігають уламкову структуру туфу. Отже, у межах потоку виникає вертикальна текстурна зональність.

Осадово-вулканокластичні породи (ортотуфіти) складаються з пірокластичного і домішок осадового матеріалу (до 50%). Примішування осадового матеріалу (теригенного, органігенного, хемогенного) і сполучення його з вулканічним синхронно з виверженням вулкана може відбуватися у наземних і підводних умовах. Наприклад, у процесі формування діатомово-пірокластичних верств відбувається одночасне накопичення кремнекислого вітрокластичного матеріалу і кремневих панцирів діатомових водоростей. Туфіти поділяють за складом пірокластичного матеріалу і за розміром уламків. Наприклад, псамітовий кристалокластичний туфіт андезиту з домішкою ангідриту.

Вулканокласто-осадові породи (паратуфіти). Коли під час накопичення осадових верств (теригенних, хемогенних, органігенних) відбувається виверження вулкана і до осадового матеріалу домішується пірокластичний у кількості до 50%, такі осадові породи мають назву паратуфіти (від гр. «пара» – біля, мимо, зовні). Ці породи відносять вже до осадових, але до їх назви додається частка «туфо», наприклад, туфогравеліт, туфованяк, туфосиліцит, туфодіатоміт, туфогаліт.

4. 2. Тип осадових порід

Осадові породи являють собою продукт екзогенного руйнування будь-яких порід і мінералів, накопичення рештків життєдіяльності організмів і рослин, кристалізації і осаджування речовини з атмосфери або водного середовища.

Осади, які виникають у результаті різних екзогенних процесів, потім ущільнюються під дією ваги вищезалегаючих верств, зазнають різних фізико-хімічних змін. Перший момент (стадія) перетворення осаду у щільну породу називається діагенезом. Під час діагенезу вільний кисень мулової води поглинається мікроорганізмами, відбувається відновлення заліза і марганцю, понижується Eh, змінюється pH, частково розчиняються деякі мінеральні компоненти і органічні речовини, утворюється глауконіт, фосфорит, сидерит, марказит, пірит. Розмаїтість геохімічного середовища діагенезу обумовлює нерівномірний

розподіл новоутворень – плям, ліній, стяжін, конкрецій і пластопо-дібних згущень. При діягенезі мулистий осад перетворюється у глину, торф – у бурі вугілля. Але нерідко видимих ознак діягенезу немає: наприклад, пісок, який утворився мільйони років тому, так і залишився піском.

Одним з могутніх факторів діягенезу є утворення цементу в уламкових породах. Цемент може бути представленим різними хімічними сполуками, які випадають з розчинів, циркулюючих між уламками. Склад цементу буває мономінеральним і полімінеральним: вапняковим, що легко визначається за його реакцією з соляною кислотою; кременистим, який відрізняється високою твердістю; залізистим, який характеризується жовтим, червоним і бурим забарвленням; глинистим, легко розмокаючим; глинисто-карбонатним; глауконіт-фосфатним; глинисто-гідрогеїтовим; залізно-карбонатним.

Ознаки осадових порід

Найважливішою ознакою осадових порід є не мінеральний склад, який визначає лише хемогенні і органогенні утворення, а їх шарувата текстура. Шаруватість виникає при зміні умов формування осадової товщі. Тектонічні рухи, зміна клімату, морські приливи і відпливи тощо неодмінно позначаються на шаруватості у вигляді зміни розміру уламків, кольору або закономірного розташування частинок в осаді.

Тут слід розрізняти два явища: зміну матеріалу знизу вгору у розрізі і наявність відокремлюючих поверхонь. Одиницю поділу розрізу відкладів за речовинним складом прийнято називати терміном «пласт», наприклад, пласт вугілля, солі. А геометричний поділ розрізу називають терміном «шар», «верства». Шар – це осадова одиниця, яка сформувалася в істотно незмінних фізичних умовах; він може мати внутрішню текстуру, тобто складатися з більш дрібних одиниць – прошарків, які позбавлені будь-якої внутрішньої текстури (за винятком ознак сортування і орієнтування частинок). Шари являють собою більш-менш плоскі тіла, розміри по латералі яких набагато більші їх товщини (потужності). Границя між ними може бути непомітною, перехід від одного шару до другого відбувається поступово, але частіше вони відділені поверхнею нашарування. Товщина (потужність) шарів може змінюватись від декількох міліметрів до десятків метрів, але звичайно

вона становить декілька сантиметрів або дециметрів. Прошарки мають товщину від долей міліметра до перших сантиметрів.

Шаруваті товщі класифікують за різними ознаками.

1. За товщиною (потужністю) шарів:

- а) гігантошаруваті (більше 1000 см);
- б) товстошаруваті (1000-100 см);
- в) крупношаруваті (100-50 см);
- г) середньшаруваті (50-10 см);
- д) тонкошаруваті (10-2 см);
- е) листуватошаруваті (2-0,2 см);
- є) мікрошаруваті (менше 0,2 см).

2. За пропорційністю товщини шарів:

- а) рівношаруваті, у яких відношення товщини шарів менше 2:1;
- б) рівномірноршаруваті – від 2:1 до 5:1;
- в) нерівномірноршаруваті, де це відношення більше 5:1.

3. За контрастністю границь між шарами:

- а) контрастношаруваті, у яких склад та інші ознаки шарів різко відрізняються один від другого;
- б) неконтрастношаруваті, коли шари відрізняються за однією ознакою, але схожі за іншими;
- в) захованошаруваті, де склад і характер різних шарів відрізняється тільки за деякими другорядними ознаками (наприклад, інший цемент).

4. За однорідністю порід у шарах:

- а) однорідношаруваті, в яких сумарна потужність шарів, однорідних за літологічним складом і структурою, становить більше 50% потужності верстви (пачки);
- б) неоднорідношаруваті – сумарна потужність шарів кожного різного типу становить не більше 25% потужності верстви (пачки).

5. За відокремленістю границь між шарами:

- а) роздільношаруваті, коли границі між шарами різкі;
- б) нероздільношаруваті, в яких спостерігається поступовий перехід між шарами.

6. За формою шарів:

- а) паралельношаруваті;
- б) хвилястошаруваті;
- в) косошаруваті;
- г) лінійноподібношаруваті.

Паралельна шаруватість характеризується чергуванням шарів і прошарків, паралельних площині нашарування і між собою. Виділяють смугоподібну і стрічкову паралельну шаруватість. Вона виникає при сортуванні і накопиченні осадів у спокійному (затишному) водному середовищі на горизонтальній поверхні: в морі на глибинах частіше всього більших 200 м, тобто нижче дії хвиль, або в озерах льодовикового походження. Стрічкова шаруватість виникає часто в озерах завдяки відкладенню сезонних (літніх – піщаних або алевритових, зимових – глинистих) прошарків. Завдяки наявності відокремлюючих поверхонь між аргілітами, алеврититами і дрібнозернистими пісковиками, стрічково-шарувата порода розщеплюється на плити, товщина яких іноді буває як паперовий листок.

Хвиляста шаруватість виникає у рухомому водному і повітряному середовищі лагун, озер, річкових заплав, у прибережній зоні, де бувають припливи і відпливи, у хвиляприбійній зоні, а також у пустелі. Для неї характерні зігнуті поверхні нашарування. Хвиляста шаруватість найчастіше відображає поховані і проявлені у внутрішній текстурі порід форми знаків брижів, які являють собою ряди прямих або зігнутих, більш-менш паралельних, рідше перехресних валиків, утворених вітром, водними течіями або хвилями на поверхні піщаних і алевритових відкладів (рис. 4.7).



Рис. 4. 7. Сучасні асиметричні знаки брижів на піщаному пляжі (за А. І. Гуссвим, 1950)

Елементами знаків брижів є гребінь, жолоб, схили. Напрямок гребенів називається простяганням знаків брижів; відстань між вершинами гребенів – довжиною хвилі брижів. Перевищення гребеня над жолобом – це висота знаків брижів (амплітуда).

Водні знаки брижів поділяють на брижі від течії і брижі від хвиль. Брижі від течії характеризуються різко асиметричним поперечним профілем з пологим схилом, оберненим проти течії, і крутим – за течією. Довжина хвилі таких брижів коливається від декількох сантиметрів до 1 метра, висота – від декількох сантиметрів до 20-30 см. Хвиляві знаки брижів відрізняються симетричним поперечним профілем, трохи ввігнутими верхніми схилами. У плані гребені хвилявих знаків брижів розташовані паралельно береговій лінії. Вітрові знаки брижів завжди асиметричні, мають похилий (5°) навітряний і більш крутий (30°) підвітряний схили.

Лінійноподібна шаруватість утворюється внаслідок періодичного привносу осадів у спокійну частину водоймища. Виникають лінійочки більш грубого матеріалу.

Коса шаруватість виникає в результаті частої зміни динаміки осадонакопичення і напрямку переносу частинок. Вона характеризується серіями прошарків, розташованих косо по відношенню до границь підшви і покрівлі шарів, тобто прошарки мають первинно нахилене залягання. Загальною особливістю косої шаруватості є те, що передові прошарки нахилени до нижньої поверхні і повернуті ввігнутістю угору, за винятком еолової косої шаруватості. Загально визначених типів косої шаруватості не існує; виділяють еолову, тимчасових і річкових потоків, дельтову, прибережно-морську та ін. шаруватості (рис. 4.8).

Слід зазначити, що плоска галька у руслі потоку нахилена проти течії річки (рис. 4.9).

Градаційна шаруватість (англ. graded bedding) характеризується поступовою зміною розміру уламків від підшви до покрівлі шару. Як правило, нижня частина градаційного шару складається з більш грубозернистого матеріалу (піску, іноді гравію), який вгору по розрізу переходить у більш тонкозернистий (алеврит і пеліт). У такому випадку її називають нормальною градаційною шаруватістю (шаруватістю

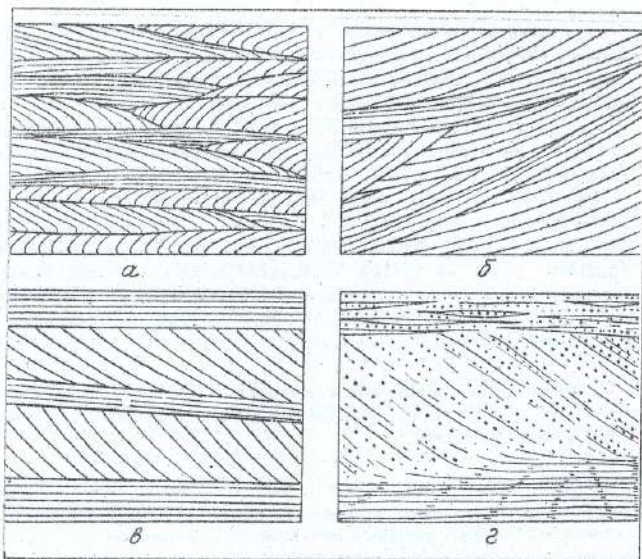


Рис. 4. 8. Типи косої шаруватості:
а — еолова; б — прибережно-морська;
в — тимчасових і річкових потоків; г — дельтова.

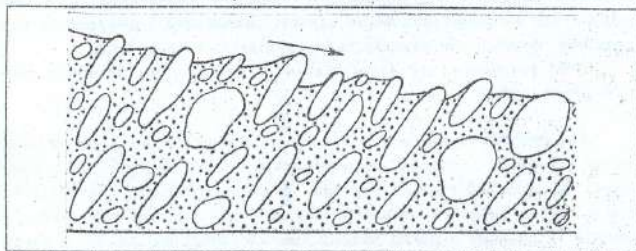


Рис. 4. 9. Розташування плоскої гальки у руслі річки.

сортування). Коли ж збільшення зернистості в шарі відбувається знизу вгору, таку градаційну шаруватість називають «зворотною». Зустрічається також симетрична шаруватість сортування, яка характеризується поступовою зміною від пеліту через крупнозернистий пісок і знову до пеліту, і симетрична перекинута (маятникова) шаруватість, де поступова зміна відбувається від грубозернистого осаду через алев'ятовий і знову до грубозернистого.

Відсортовану (градаційну) шаруватість породжують різні седиментаційні процеси: каламутні потоки; лагеральна седиментація у мандруючих припливних, естуарійових або річкових руслах; різка зміна вертикального градієнта швидкості в межах системи потоків; поступова зміна обстановки з високою і низькою енергією; штормова активність поблизу узбережжя; комбінація нормальної течії з протитечею; гравітаційне осадження в спокійній воді (відстійнику). Нормальна градаційна шаруватість є характерною для турбідитів і флішу.

Деякі види текстур нашарування дуже типові і виразно відображають умови утворення верств. Такі текстури виникають на поверхні нашарування в процесі накопичення або на різних стадіях формування ще незатверділого осаду, при взаємодії його з рухомою водою або повітрям, при зіткненні різних предметів, які переносить водні потоки або вітер, з поверхнею осаду, в результаті росту кристалів льоду і солей і подальшого їх розчинення, в результаті життєдіяльності різних організмів.

Відбитки і барельєфні знаки на нижній і рідше на верхній поверхні осадових шарів мають назву «ієрогліфи» (від гр. «ієрос» — «священний і «гліфе» — «письмена»). Знаки, походження яких пов'язане з життєдіяльністю організмів (тих, що населяють мул або мешкають на його поверхні) отримали назву «біогліфи», а знаки, що виникли механічним шляхом — «механогліфи».

Широке розповсюдження мають текстури, які виникли внаслідок життєдіяльності мулоїдних тварин, головним чином хробаків. Хробаки-мулоїди (пелофаги), мешкаючи в пелітовому осаді, залишають круглі отвори. У поздовжньому перетині ці отвори мають вигляд зігнутих трубок, які заповнені перетравленими харчовими відходами цих тварин. Такі розгалужені ходи хробаків-мулоїдів мають назву «фукоїди». Їх дуже багато у флішових відкладах. Різні безхребетні тварини, які мешкають на дні водоймищ, можуть часом або повністю видозмінити шаруваті

текстури порід. Рідше зберігаються сліди кінцівок або борозенок повзаючого молюска.

Прикладом механогліфів можуть бути тріщини висихання, знаки від дощових крапель і граду, борозни від волочіння предметів тощо.

На поверхні глинистих і алевротових порід, глинистих дрібнозернистих пісковиків, мергелів і глинистих вапняків спостерігаються сліди багаточисленних первинних тріщин висихання, які заповнені стороннім матеріалом, – піском, алевролом, глиною, карбонатом. Ці тріщини виникають у результаті зменшення об'єму при висиханні вологого мулистого осаду (рис. 4.10). Форма і розміри тріщин висихання залежать від зернистості, мінерального складу глинистої речовини, ступеня однорідності осаду і його потужності, швидкості висихання.



Рис. 4.10. Сучасні тріщини висихання (фото І. О. Марушкіна).

Дощ, падаючи на вологу піщану глину, залишає на ній сліди крапель у вигляді округлих ямочок глибиною 1-2 мм, діаметром від 2-3 до 10-15 мм, з трохи припіднятими вінцями (рис. 4.11).

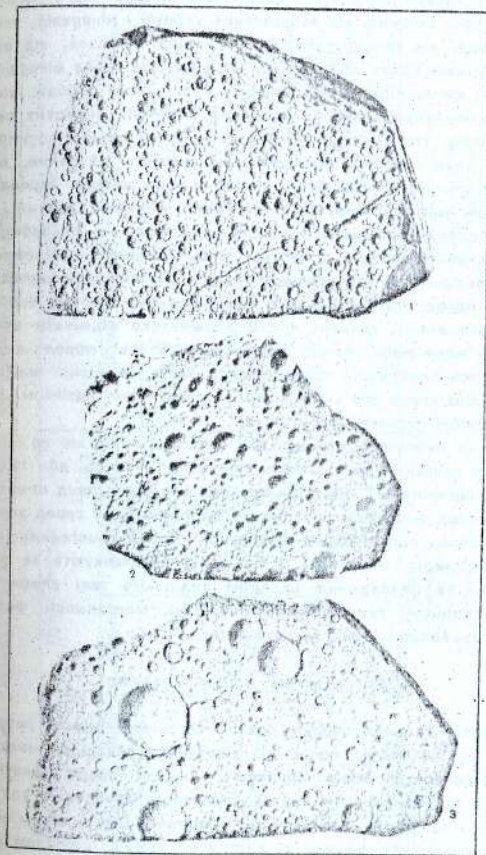


рис. 4.11. Сучасні відбитки крапель дощу на поверхні вологої глини.

Колір осадових порід буває найрізноманітнішим: від сніжно-білого до чорного. Він залежить від забарвлення уламків і мінералів, які утворюють породу, від кольору розсіяних у породі домішок, від забарвлення тонюсінкої плівки або кірочки, що обволікає зерна мінералів.

Білий і світло-сірий колір свідчить про чистоту породи: він найчастіше обумовлений кольором головних мінералів осадових порід — кварцу, каоліну, гіпсу, кальциту, доломіту. Темно-сірий і чорний колір з'являється здебільшого завдяки розсіяним домішкам вуглистої речовини, оксидів марганцю, сірчаного заліза, але є переважно чорні осадові породи — кам'яне вугілля, магнетитовий пісок. Червоний, рожевий, жовтий і бурий колір обумовлений наявністю в породі оксидів заліза. Це забарвлення пов'язано з вивітрюванням в умовах жаркого клімату і накопиченням осадів в вервальних або субаеральних умовах. Зелений колір залежить від наявності в породі закисного заліза або глауконіту, хлориту, епідоту.

При визначенні кольору треба обов'язково відмічати вологість породи, яка може різко змінити забарвлення. В описі породи з різними відтінками основний колір треба ставити на друге місце: наприклад, зеленувато-сіра глина має сірий колір із зеленуватим відтінком. Не слід вживати потрійні позначення кольору.

Загально визначеної класифікації осадових порід ще не існує. За генетичними ознаками їх поділяють на породи уламкові або теригенні, хомогенні і органогенні. Між цими групами осадових порід немає чітких границь: породи змішаного походження зустрічаються і серед уламкових (пеліти), і серед органогенних (вапняки), і серед хомогенних (силіцити). У свою чергу, генетичні групи порід класифікують за різними критеріями. За речовинним складом виділяють такі класи порід: уламкові, глинисті, глиноземисті, залізисті, марганцеві, фосфатні, кремністі, карбонатні, солі, каустобіоліти.

4.2.1. Уламкові і глинисті породи

Уламкові і глинисті осадові породи часто розглядають разом, хоч на відміну від уламкових порід, які утворились внаслідок механічного руйнування попередніх порід і мінералів, глинисті породи є результатом накопичення як найдрібніших часток механічного дроблення, так головним чином і продуктів хімічного розкладання первинних мінералів. Уламкові породи класифікують за розміром уламків, ступенем обкатаності, наявністю або відсутністю цементу (табл. 4.4). У середині груп

Таблиця 4.4.

КЛАСИФІКАЦІЯ УЛАМКОВИХ ПОРІД ЗА РОЗМІРОМ УЛАМКІВ

Розмір уламків, мм	Структура	Пухкі породи		Цементовані породи	
		Обкатані уламки	Необкатані уламки	Обкатані уламки	Необкатані уламки
> 1000					
100-1000		Валуник: Крупний Середній Дрібний	Відломник: Крупний Середній Дрібний	Брилла Крупнозалучний Середньозалучний Дрібнозалучний	Брекія Відломна Крупношоломна Середньозалучна Дрібношоломна
10-100	Псевдітова	Галечник: Крупний Середній Дрібний	Шельв: Крупний Середній Дрібний	Конгломерат: Крупногалечковий Середньогалечковий Дрібногалечковий	Брекія: Крупношоломна Середньозалучна Дрібношоломна
50-100					
25-50					
10-25					
1-10		Гравій (ріль): Крупний Середній Дрібний	Жорстка: Крупна Середня Дрізна	Гравеліт: Крупноравільний Середньоравільний Дрібноравільний	Жорсткяник: Крупножорсткяний Середньожорсткяний Дрібножорсткяний
5-10					
2,5-5					
1-2,5					
0,1-1	Псамітова	Пісок: Крупний Середній Дрібний			Пісковик: Крупнозернистий Середньозернистий Дрібнозернистий
0,25-0,5					
0,1-0,25	Алеритова	Алерит			Алероліт
0,1-0,25					
< 0,01	Пелітова	Глина			Аргіліт

уламкові породи поділяють на крупні, середні або дрібні фракції, якщо вміст відповідної фракції становить більше 50% об'єму породи.

Конгломерат (від лат. conglomerato – збираю у тісну купу) найчастіше складається з трьох елементів:

1. Крупні (більше 1 см) уламки порід, ряснота яких є фактичною ознакою крупноуламкових порід.
2. Заповнююча речовина (заповнювач), яка являє собою відносно більш дрібний уламковий матеріал (гравій, пісок, алеврит).
3. Цемент.

Кількість цементуючого матеріалу в уламкових осадових породах варіює від декількох до 50% їх об'єму. За співвідношенням об'єму уламків і цементу виділяють такі типи цементу: базальний, контактний (дотуку), поровий, крустифікаційний (обростання, кірковий). При наявності базального типу цементу уламки не торкаються один одного, а, ніби, плавають у цементуючому матеріалі. Цемент порового типу заповнює вільний простір (пори) між уламками (зернами), які доторкаються. Контактний, або цемент дотуку, спостерігається лише у місцях найбільшого зближення уламкових зерен. Породи з таким типом цементу мають велику пористість. Цемент крустифікаційний характеризується тим, що речовина його кристалізується або випадає з розчину у вигляді кірочок навколо уламків (зерен), оолітів, сферолітів, грудочок, скелетних рештків організмів.

Якщо більшість уламків у конгломераті має плескату форму, структуру слід називати плоскогальковою, плитчато-гальковою, плитчато-щебеневою.

Серед псефітових порід широко розповсюджені змішані структури, які обумовлені в одних випадках сумісною присутністю у породі кутастих і обкатаних уламків, в інших – різними розмірами псефітових частинок: гальково-щебенева, гальково-гравійна, гравійно-галькова, піщано-гравійно-галькова, щебенево-жорствяна, жорствяно-щебенева структури. Галькові, гравійні і піщані породи, в яких вміст крупної, середньої і дрібної фракції не досягає 50%, називаються, відповідно, різногальковими, різногравійними, різнозернистими.

Піщаними породами (пісками або пісковиками) називаються породи, які складаються на 50% і більше з уламків, розміром від 0,1

до 1 мм. До чистого піску відносять породи, які містять 90-95% і більше псамітових зерен.

Речовинний склад уламків (зерен) вважається одною з головних ознак класифікації піщаних, як і інших уламкових порід. За речовинним складом кластичного матеріалу серед уламкових порід виділяють такі групи:

1. Мономінеральні (монопетроклістичні) уламкові породи, які складаються на 90-95% з уламків однорідної породи або зерен одного мінералу, наприклад, кварцові, кремневі, вапнякові, доломітові, фосфоритові пісковики;

2. Олігоміктові (олігомінеральні) – малозмішані уламкові породи, які складаються з уламків небагатох, звичайно з двох мінералів або різновидів порід, наприклад, кварцито-кремністі, кремністо-карбонатні, польовошпатово-кварцові, глауконіто-кварцові, слюдиисто-кварцові пісковики;

3. Поліміктові (поліпетроклістичні, полімінеральні) уламкові породи (від гр. «полі» – багато і «міктос» – змішаний), у склад яких входить не менше трьох-чотирьох різновидів мінеральних зерен або уламків різних порід. Окрім власне поліміктових виділяють ще аркозові піски і пісковики, які за мінеральним складом відповідають гранітам. Вони утворюються при руйнуванні гранітів і гнейсів. Як відміну поліміктових пісковиків виділяють грауваку, яка формується за рахунок руйнування ультраосновних, основних і середніх магматичних порід, переважно вулканічних.

Уламкові осадові породи, які виникли за рахунок руйнування і обробки літифікованих вулканітів (туфів і ефузивів будь-якого складу), називаються вулканотеригенними породами – вулканотеригенний пісковик, вулканотеригенний гравеліт, вулканотеригенний конгломерат.

Алевритовими породами називають породи, які складаються (більше 50%) з уламкових часток, розміром від 0,1 до 0,01 мм. Пухкі різновиди їх називають алевритами, зцементовані – алевролітами. До чистих алевритів відносять породу, яка вміщує 90-95% і більше уламків вищевказаних розмірів. Цементом в алевролітах можуть бути глинисті мінерали, оксиди і гідрооксиди заліза, марганцю, карбонати (кальцит, доломіт), вуглиста і бітумна речовина.

До **глин** (умовно) прийнято відносити породи, які вміщують більше 50% часток, розміром менше 0,01 мм. У складі цих порід присутні переважно глинисті мінерали – каолінит, монтморилоніт, гідрослюди, які є продуктом глибокого перетворення початкового матеріалу під впливом складних фізико-хімічних умов, а також неглинисті мінерали (кальцит, доломіт, сидерит, гіпс, барит, опал, оксиди і гідроксиди заліза, фосфатні мінерали, оксиди марганцю), розчинні у воді солі, зерна хлориту і глауконіту, органічні рештки (спори, пилки, матеріал розкладу планктону і нижчих водоростей). За мінеральним складом розрізняють мономінеральні, бімінеральні і полімінеральні типи глин. До мономінеральних відносять глини, у складі яких різко переважає якийсь один глинистий мінерал: відповідно до цього глини називають каолінітовою (або каоліном), гідрослюдистою, монтморилонітовою тощо.

До бімінеральних відносять глини, в яких встановлена присутність двох глинистих мінералів, наприклад, глина каолінит-гідрослюдиста. Полімінеральні глини складаються з декількох глинистих мінералів (гідрослюдисте каолінит-монтморилонітова глина). Переважаючий у породі компонент у назві треба ставити на останнє місце.

Глини інтенсивно поглинають воду і перетворюються у пластичну масу, яка твердіє при висиханні, а при випалюванні стає твердою, як камінь. Глини прилипають до язика і, на відміну від алевритів, не скриплять на зубах. Зцементованим різновидом глини є аргіліт, який майже повністю втратив здатність розмокати.

У природі широко розповсюджені змішані піщано-алевро-глинисті породи. Їх класифікація, за Н. В. Кірсановим і Ю. В. Семеновським (1955) із спрощеннями, показана на рис. 4.12. В інженерній геології і ґрунтознавстві поширені терміни "суглинок" і "супісок". **Суглинок** – пухкі відклади, які на 70-90% складаються з пелітових і на 10-30% алевритових і псамітових часток. **Супісок** – пухка порода, в якій 70-90% алевритово-піщаного матеріалу і 10-30% часток менше 0,01 мм.

4.2.2. Осадкові породи хімічного і біохімічного походження

Ці породи утворюються у водному середовищі і на поверхні суші внаслідок життєдіяльності тварин і рослинних організмів або хімічних процесів, часто внаслідок усіх цих процесів разом. Їх класифікують за хімічним складом.

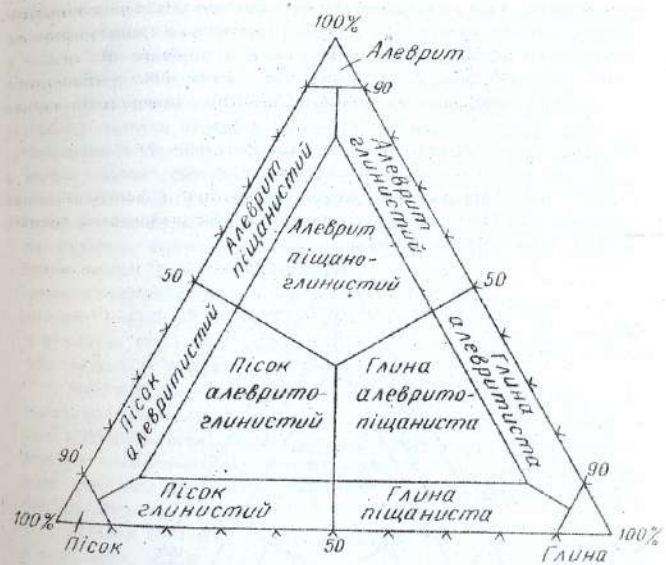


Рис. 4.12. Спрощена класифікація змішаних глинисто-алевро-піщаних порід.

Карбонатні породи

Серед карбонатних порід найбільш розповсюджені вапняки і доломіти.

Вапняками називають осадові породи, які складаються з карбонату кальцію. Вони можуть містити різні домішки. Найбільш значними бувають домішки піщаного, алебритового і глинистого матеріалу, а також кремнезему і доломіту, з якими вапняки можуть утворювати суміші у різних пропорціях (рис. 4.13). Породи ряду вапняк-доломіт поділяються на 6 типів: вапняк, який містить 95-100% CaCO_3 ; доломітистий вапняк (75-95%); доломітовий вапняк (50-75%); вапняний доломіт (25-50%); вапнистий доломіт (5-25%); доломіт з вмістом карбонату кальцію 0-5%. У такий же спосіб класифікують вапняково-кремністі породи: вапняк з 95-100% карбонату кальцію; вапняк кремністий (75-90%); вапняк кремневий (50-75%); вапняний кремнінь (25-50%); вапнистий кремнінь (5-25%); кремнінь (0-5% CaCO_3).

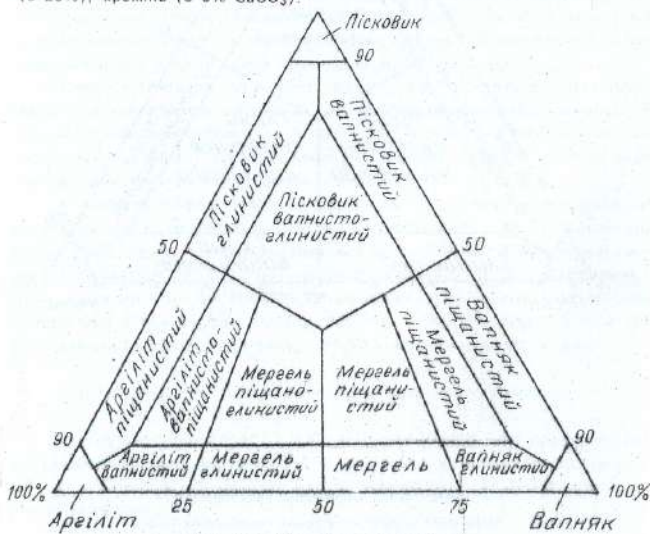


Рис. 4.13. Спрощена класифікація змішаних піщано-аргіліто-вапнякових порід

Колір вапняків звичайно білий, але домішки змінюють його на ясно-жовтий, світло-сірий, зеленуватий, рожевий і навіть чорний. Найбільш типова ознака вапняків – інтенсивна реакція з соляною кислотою. При наявності нерозчинного глинистого матеріалу на візці вапняка, а тим більше мергелю, після такої реакції залишається брудна пляма. Твердість вапняків змінюється в залежності від зцементованості і наявності домішок. Твердість крейди дорівнює 1, твердість міцно зцементованих вапняків – 3, а кремневих вапняків – до 6.

За генетичними ознаками вапняки поділяють на органогенні, хемогенні і уламкові. Серед органогенних вапняків виділяють зоогенні різновиди, які складаються з черепашок молюсків, фузулінід, члеників морських лілій та скелетних частин інших організмів, і фітогенні, представлені скелетними утвореннями водоростей. В залежності від того, скелетні утворення яких організмів складають породу, розрізняють авапняки коралові, фузулінові, тентакулітові, брахіоподові, нумулітові тощо. Вони можуть бути суцільночерепашкові, крупнодетритові з розміром уламків черепашок більше 1 мм і дрібнодетритові з уламками від 1 до 0,1 мм, а також афанітові, або пелітоморфні. Вапняки, які складаються з суцільних або майже суцільних стулок пластинчатозябрових молюсків, або гастропод, називають черепашиником.

Найбільш важливе значення у породотворенні фітогенних вапняків мають деякі типи вапнякових водоростей – коколїти, синьо-зелені, червоні (багрянні), зелені і харові. Органогенний вапняк, який складається з рештків планктонних водоростей – коколїтофорид, називається крейдою. Знахідки викопних водоростевих вапняків свідчить про мілководність басейну.

Вапняки хімічного походження утворюються при випаданні кальциту з води моря, озера, підземних вод та ін. Розрізняють натічні вапняки, вапняні туфи (травертини), оолітові вапняки. Натічні вапняки найчастіше зустрічаються в карстових печерах у вигляді сталактитів і сталагмітів. Вони мають звичайно повнокристалічну структуру і коричневатий колір від домішок гідрооксидів заліза. Вапняні туфи, або травертини, виникають внаслідок осадження карбонату кальцію з гарячих або холодних вуглекислих джерел. Це легка, дуже пориста порода, яка біля виходу підземних вод утворює тераси, наростає на траві і кущах.

Оолітові вапняки складаються з кулястих і еліпсоїдних або неправильної форми арагонітових або кальцитових утворень найчастіше концентричної будови. Їх розмір коливається від 1 до 30 мм (рис.

4.14). У центрі ооліту звичайно є ядро, яке представлено піщиною або уламком породи, черепашкою форамініфери тощо. Оолітові вапняки утворюються в лагунах, у прибережній смузі моря, у калюжах на дні печер, куди вливається струмок або падають краплі. Особливо сприятливі умови для утворення оолітів виникають у місцях злиття двох розчинів, при значному прогріві води в умовах аридного клімату, на мілководді з активною гідродинамікою.

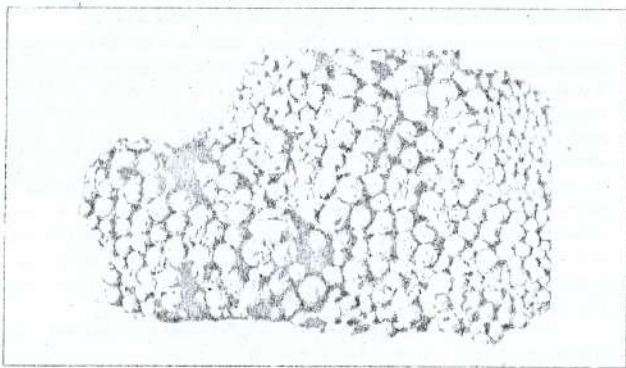


Рис. 4.14. Сучасний оолітовий вапняк (за В. Д. Голубятниковим).
Розмір оолітів від 2 до 12 мм.

Уламкові вапняки виникають внаслідок розтріскування недавно затверділого карбонатного мулу, первинного дроблення, обламвання скелетних елементів майже на місці (серед коралових і водоростевих заростей). Тому уламкові вапняки поділяють на механокластичні і органокластичні. Але якщо порода складається з уламків вже літрифікованих вапняків (органогенних, хемогенних чи уламкових), то це є вапняковий конгломерат, вапняковий гравеліт, вапняковий пісковик або осадова вапнякова брекчія.

Доломіт — порода, яка містить більше 50% об'єму мінералу доломіту. Чисті доломіти з 95% мінералу доломіту зустрічаються рідко; найчастіше спостерігаються різні переходи від вапняків до доломітів. Зовнішньо доломіти подібні до вапняків і відрізняються від них меншою

інтенсивністю реакції з соляною кислотою; доломіти скипають тільки у порошок.

Походження доломітів може бути різним: 1. Відклади чисто хімічного осаду. 2. Утворення внаслідок доломітизації вапняного осаду у стадії первинного діагенезу. 3. Результат епігенетичної доломітизації готової породи. При ранньодіагенетичному переродженні вапняного осаду відбувається процес заміщення кальцію магнієм, який проник з надповерхні води.

Кременисті породи (силіцити)

До кременистих порід відносять різні осадові утворення, які більш ніж на половину складаються з кремнезему хімічного або хемобіологічного походження. Аутигенний кремнезем силіцитів (утворений на місці знаходження) може бути у формі опалу, халцедону або кварцу. До силіцитів не відносять кварцові пісковики і алевроліти, бо вони складаються з уламкового, алоїгенного кварцу (від гр. «альоті» — у другому місці і «генезис» — походження).

Найбільше розповсюдження кременистих осадів пов'язано з районами інтенсивних вулканічних проявлень і збігається з ними у часі. Накопичення кременистих осадів відбувалось і відбувається як у континентальних умовах, так і в морських акваторіях, причому в останніх різко переважає. Силіцити зустрічаються у вигляді верств і пачок, які досягають потужності на десятки і навіть сотні метрів.

До кременистих порід переважно хімічного походження належать яшми — щільні і тверді, часто смугасті, плямисті або візерунчасті породи з черепашковим зломом, які складаються з криптозернистого кварцу або халцедону. До складу яшм входять також оксиди заліза і марганцю, глинисті і слюдисті частки, тонкорозсіяна вуглиста речовина. Ці домішки надають яшмам яскравого забарвлення у червоний, рожевий, жовтий, червоно-бурий, зелений, блакитнуватий, сірий і чорний кольори. Яшми залягають шарами і цілими пачками верств потужністю до 300 м у верхній частині вулканогенно-осадових товщ.

Походження цих порід пов'язують з процесами метаморфічного перетворення кременистих осадів, які утворились у результаті накопичення кременистої речовини з фумарол і гідротерм на дні моря поблизу вулканів. У заключній стадії вивержень в острівних дугах, під час фумарольної діяльності разом з кремнеземом надходили, іноді у

великій кількості, залізо і марганець, а також вулканокластичний матеріал. З пересичених розчинів, особливо при зміні рН, кремнезем разом з цими домішками дуже швидко випадає в осад, чим і пояснюється строкате забарвлення яшми і часто повна відсутність рештків радіолярій, конодентів та інших тварин. У платформених відкладках яшми відсутні. Яшми використовують як красивий декоративний камінь і для ювелірних виробів.

Чорні яшми, збагачені вуглистою речовиною або графітом, мають назву *фтаніт*. Докембрійські яшмоподібні смугасті породи з прошарками залізної руди отримали назву *джеспіліти*. Кремнезем у них представлений крипнокристалічним кварцом. Їх утворення пов'язане з масовим осадженням у докембрійських морях колоїдів кремнезему і заліза, які приносились річками з континентів.

В осадових породах широко розповсюджені також стяжіння кремню найрізноманітнішої форми: округлі, лінзоліодібні, паличколодібні, сучкуваті, у вигляді гантелі. Найчастіше стяжіння і конкреції кремню утворюються у вапняках під час діягенезу. Найбільш поширеними є кремені халцедонові, іноді з домішкою опалу або мікрокристалічного кварцу. Колір кременів – від жовто-сірого до чорного. Для них є характерним черепашковий злом.

Біоморфні кремені породи включають дві групи: опалову і халцедоно-кварцову. Біоморфні опалові породи складаються із скелетних рештків діатомових водоростей, радіолярій і губок. Відповідно до типу органічних решток виділяють породи діатоміти, радіолярити і спонголіти. Всі ці породи характеризуються яскравим забарвленням (білим, світло-сірим), значною пористістю (до 90% і більше), малою об'ємною вагою (0,4-1,4 г/см³).

Діатоміти являють собою утворення з макроскопічною пеліоморфною структурою. Як правило, в них спостерігається тонка горизонтальна шаруватість. Це білі або ясно-жовті пористі, м'які і легкі породи, подібні до крейди, але не реагують з соляною кислотою. Вони легко розтираються руками у пудру, інтенсивно поглинають воду і тому прилипають до язика. Діатомові водорості розвиваються переважно у холодноводних басейнах. Наявність у розрізі осадової товщі шарів діатомітів може вказувати на суворі кліматичні змови, які панували під час їх нагромадження. Сучасні скупчення діатомей широко розповсюджені у південній антарктичній зоні. У зв'язку з тим, що їх основна маса

представлена планктонними формами, вони не вказують на певні глибини басейну. Діатомовий мул зустрічається від шельфу до океанічних шестикілометрових глибин.

Діатоміти, змінені процесами діягенезу і катагенезу (розчинення, перевідкладення кремнезему і часткова розкристалізація), перетворюються у трепел, який складається з мікрокулялок опалу. Найбільш глинисті різновиди діатомітів називають опоками. Вони мають сірий, блакитний, іноді чорний колір, об'ємну вагу 0,9 – 1,2 г/см³.

Опалові *радіолярити* складаються з мікроскопічних кремневих рештків радіолярій. Макроскопічно вони подібні до діатомітів: такі ж пористі, світло-сірі, сірі, часто тонкошаруваті. При діягенезі і катагенезі частина біоморфного опалу перекристалізовується у халцедон і кварц. Породи стає більш щільною. Значний домішок тонкодисперсної органічної речовини (від лат. dispersus – розсіяний, розсіпаний) і гідроксидів заліза забарвлюють викопні радіолярити у темно-сірий, чорний або буро-червоний колір.

Радіолярії – планктонні тварини, живуть в океанах на різних глибинах, починаючи від поверхні до 8 км, при максимальному розвитку форм на глибині 100 м.

Спонголіти (від гр. «спонгос» – губка і «літос» – камінь) утворені опаловими скелетними елементами – спікулами губок (від лат. spiculum – кінчик, жало) довжини яких іноді помітна око. Домішки глини, глауконіту, органічної речовини і гідроксидів заліза забарвлюють породу у зеленуватий, темно-сірий і буро-червоний колір. Губки – переважно прибережно-морські бентосні тварини, колоніальні і поодинокі, розміром від 3-5 мм до 1-2 м.

Вуглецеві породи (каустобіоліти)

Каустобіолітами називають горючі викопні породи органічного походження (від гр. «каустос» – горючий, «біос» – життя, «літос» – камінь). З них ми розглянемо торф, викопне вугілля і горючі сланці, які утворюють гумусові та сапропелеві породи. Гумусові (від лат. humus – земля, ґрунт) породи об'єднують торф, буре і кам'яне вугілля. Сапропелеві породи (від гр. «сапрос» – гнилий, «пелос» – мул) об'єднують сапропелі, сапропелеве вугілля і горючі сланці. Місцем

утворення каустобіолітів були озера, міжгірські та прибережно-морські низовини зі сприятливими умовами для розвитку торфових багниць.

Торф являє собою продукт неповного розкладу листя, коріння, уламків деревини, відмерлих болотних рослин в умовах підвищеної вологості та дуже малого доступу кисню. Розклад відмерлих рештків рослин при утворенні торфу відбувається при обов'язковій участі мікроорганізмів, головним чином анаеробних бактерій, променистих та дріжджових грибків. Розклад рослинної маси приводить до збагачення у ній вуглецю: від 50% у нерозкладеному моховинні до 57% у торфі на поверхні, 62% на глибині 2,5 м і 64% на глибині 4,6 м.

Торф – це жовтувато-коричнева, бура або чорна маса з вологістю у природних умовах 75-95%, яка ріжеться лопатою. Густина абсолютно сухої його речовини становить 1,4-1,7. Пористість 70-80%. Сухий торф доброї якості має корисну теплоту згорання 3500-4200 ккал/кг, торф середньої якості – 2500-3500, низької якості – 1500 ккал/кг. Низька об'ємна густина торфу робить недоцільним його транспортування і тому він використовується на місцевих підприємствах.

Буре вугілля. Після того, як торфовище було похованим під товщею осадів, підвищується тиск, починається уші льнення і дегідратація торфу, яка супроводжується повним розкладом рослинної речовини. Торф перетворюється у буре вугілля. Це перетворення відбувається на невеликій глибині. Буре вугілля має жовто-бурий, коричневий або чорний колір, матовий чи слабкий смолистий блиск, землястий, рідко черепашковий, злом. Ріса бура. Вміст вуглецю 59-75%, води 15-60%. Вихід летких компонентів (H, O, S, CH₄, C₂H₆, C₂H₄, CO, CO₂, H₂S) – 45-55%. Теплота згорання – 6500-7200 ккал/кг. При нагріві без доступу повітря до 900-1100°C не спікається. Куски бурого вугілля на повітрі швидко розтріскуються і розсипаються у пил.

Кам'яне вугілля – тверда горюча осадова порода рослинного походження більш високого ступеня вуглефікації; завжди містить деяку кількість мінеральних домішок (не більше 50%).

Колір його чорний. Ріса чорна. Блиск масний або смоляний. Твердість 1-3. Крихкий. Злом від землястого до черепашкового. Густина коливається від 0,92 до 1,7 г/см³. Текстура може бути масивна, шарувата і лізноподібна. Вміст вуглецю – 76-92%. Теплота згорання –

7500-8800 ккал/кг. Дуже важливими якостями кам'яного вугілля є спікаємість і вихід летких компонентів. За цими ознаками маркують вугілля Донбасу (табл. 4.5).

Таблиця 4.5

МАРКИ ВУГІЛЛЯ ДОНБАСУ

Назва вугілля	Марка	Вихід летких на горючу масу, %	Характеристика коксового залишку
Довгополум'яне	Д	>42	Порошкоподібний або злиплий
Газове	Г	35-44	Спечений, сплавлений, ноді случений (пужий)
Паровийно-жирне	ПЖ	26-35	Спечений, сплавлений, щільний або помірно щільний
Коксове	К	18-26	Такий же
Паровийно-спечене	ПС	12-18	Спечений або сплавлений від щільного до помірно щільного
Пічне вугілля (із рос. «топчий уголь»)	Т	<17	Порошкоподібний або злиплий

Антрацит являє собою найвищий ступінь вуглефікації гумусового вугілля. Це щільна (1,4-1,7 г/см³), чорна, часто з сірватим відтінком і металевим або напівметалевим блиском порода, з вмістом вуглецю 94-97%, яка має питому теплоту згорання 8100-8350 ккал/кг. Вихід летких компонентів не перевищує 8%. Злом нерівний або черепашковий. Твердість - 2-2,5. Не забруднює руки.

За умовами накопичення осадов вугільні басейни поділяють на прибережно-морські, або паралічні (від гр. «параліос» - приморський), в яких разом з вугіллям присутні верстви морських осадов; і лімнічні (від гр. «лімне» - озеро), в яких нагромадились прісноводні відклади. До першого типу відносять карбоніві кам'яновугільні родовища Донбасу і буровугільні родовища Червонограду. До другого типу належать невеликі неогенові родовища Закарпатського внутрішнього прогину.

Горючі сланці - осадові породи з вмістом органічної речовини від 10-15 до 60-80%. Тонкошарувата основна маса породи (глиниста, кремниста) - коричнево-сірого, оливково-сірого, коричнево-жовтого кольору. Легко загоряється від сірника, виділяючи запах запаленої гуми.

Горючі сланці утворюються за рахунок діягенезу **сапропелю** мулу. **Сапропелен** називають органічний мул, який під дією бактерій у воді при слабкому доступу кисню перетворюється на масляну колоїдну масу. В застійному водоймищі дуже швидко розмножуються синьо-зелені водорості, які, розкладаючись насичують воду ам'яком і сірководнем, згубними для інших організмів. Швидкість накопичення сапропелю становить 1-3,5 мм/рік.

Усі типи викопних сапропелітів характеризуються високим виходом летких компонентів і являються доброякісною речовиною для сухої перегонки та хімічної переробки. Вихід смоли зі сланців коливається від 5-10 до 30-50% маси сухої породи. Горючі сланці застосовують також як паливо, яке має теплоту згорання 2000-3000 ккал/кг. Величезні родовища горючих сланців відомі в ордовіцьких відкладах Естонії, девонських відкладах Уралу і Західного Сибіру.

4.3. Тип метаморфічних порід

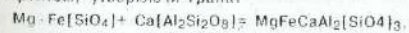
Кожен мінерал є стійким лише в умовах, у яких він виник. Тому мінеральні асоціації, потрапляючи в інші умови, починають змінюва-

тись, розпадатись, утворюються нові мінерали, стійкі у цих умовах. Першою стадією перетворення осаду у гірську породу є діягенез, про який вже розповідалось.

Друга стадія, яка безперервно проходить за діягенезом, називається **катагенезом**. Це стадія зміни осадової гірської породи в умовах низьких температур і тиску. В процесі катагенезу відбувається інтенсивне ущільнення порід під впливом посиленого тиску, утворення структур розчинення уламкових зерен під тиском, вуглефікація органічної речовини. Під час стадії катагенезу глина перетворюється в аргіліт, буре вугілля - у кам'яне вугілля. Процеси діягенезу і катагенезу більшість геологів до метаморфізму не відносять.

За стадією катагенезу наступає **метаморфізм** (Ч. Ляйель, 1833). Під метаморфізмом (від гр. «метаморфо» - перетворюю; «метаморфозіс» - перетворення) розуміють різноманітні ендегенні процеси фізико-хімічного перетворення гірських порід у твердому стані, які відбуваються нижче зон вивітрювання і цементації. Метаморфізм гірських порід відбувається під дією високих температур, всебічного (ізохорного) або орієнтованого тиску (стресу) і хімічно активних водних розчинів і газів, які містяться у самих породах, а також надходять із надр Землі. Процес перекристалізації метаморфічних порід у твердому стані називається кристалобластезом. Внаслідок одночасної кристалізації мінералів утворюються зерна неправильної, округлої, зубчастої і аморфоподібної форми. Такі неправильні кристалобласти називають ксенобластами, а кристали правильної огранки - ідіобластами.

При підвищенні температури на 10°C швидкість хімічних реакцій збільшується у 2 рази; при підвищенні на 100°C - в тисячу разів; на 200°C - у мільйон разів. Підвищення тиску викликає реакції, які зв'язані зі зменшенням об'єму, тобто утворені при цьому мінерали мають більш компактні кристалічні ґратки і, відповідно, більшу густину. Наприклад, при 10 кбар (1000 МПа), що відповідає 30 км глибини, олівін вступає в реакцію з анортитом, утворюючи гранат



а при 20 кбар (2000 МПа) анортит перетворюється у корунд. Слід зауважити, що тиск при метаморфізмі виникає не тільки за рахунок навантаження вищележачих товщ, але і за рахунок розширення при розігріві міжзернової води, яка знаходиться в самих мінералах.

Метаморфічні породи не є в чистому вигляді ендегенними; вони відносяться до змішаного (накладеного) ряду порід. Їх можна поділити на осадово-метаморфічні породи — екзогенно-ендегенні (парасланці, параамфіболіти, паратнейси; вулканогенно-метаморфічні і інтрузивно-метаморфічні — ендегенно-ендегенні (ортосланці, ортогнейси, ортоамфіболіти); вулканогенно-осадово-метаморфічні (за рахунок грауваків) — ендегенно-екзогенно-ендегенні. Коли первинний склад глибоко метаморфізованих порід розпізнати неможливо, їх поділяють за наявністю індекс-мінералів.

Початковою стадією власне метаморфізму є **метагенез**. Ця стадія є перехідною між осадовим і метаморфічним процесами, тому породи, перетворені у цій стадії, називаються **метаморфізованими** (наприклад, метаморфізований пісковик). При метагенезі аргіліти перетворюються у глинисті сланці, а далі у філіти; кварцовий пісковик — у кварцит; вапняки — у кристалічні вапняки і доломіти; кам'яне вугілля — у антрацит.

Власне метаморфізм поділяють на 3 типи: контактний метаморфізм, динамометаморфізм і регіональний метаморфізм.

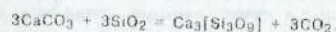
4.3.1. Контактний метаморфізм

Контактний метаморфізм пов'язаний із вкоріненням плутонів магматичних порід або зв'язаних з ними розчинів. Часто стверджують, що чим більші розміри плутона, тим ширший ореол контактово-метаморфізованих порід. Це не зовсім вірно. Навколо навіть крупних плутонів основного складу роговокові ореоли невеликі, хоч основна магма має температуру 900–1200°C. Тому необхідно відрізнити дійсно контактний метаморфізм від дуже схожого метаморфізму, який виникає за рахунок лідьому теплового потоку і метаморфізуючих флюїдів. Саме рідкі й газоподібні флюїди, їх якісний і кількісний склад визначають контактні зміни; вони ж можуть призвести до палінгенезу, розплавлення якогось об'єму корової речовини. Основні магні, як правило, збагачені вуглекислою, а кремнекислі — фтором.

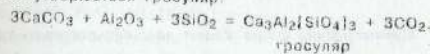
При взаємодії інтрузивного тіла з некарбонатними породами утворюються роговики. Дуже чутливими до контактних змін є пелітові і мергелісті породи, найменш чутливими — кварцові пісковики, кислі ефузиви. Поблизу контакту, у внутрішній зоні, роговики характеризуються масивною текстурою; сланцюватість материнських порід

затушовується новими рогововою і дрібнозернистою гранобластовою структурами. Роговики внутрішньої зони мають черепашковий злом. Тут розвинуті відносно високотемпературні мінерали — кордієрит, андалузит, піроксен. Далі від контакту розташована середня зона — зона вузлуватих сланців. У цій зоні кордієрит, а частіше андалузит в'яляються у вигляді порфіробластів, вузлів. Широко розвинуті рогова ооманка і біотит, а також дрібні зерна добре огранованого магнетиту, який виник при перекристалізації гематиту. Зовнішня зона носить назву «зона плямистих сланців». У плямистих сланцях, завдяки нерівномірності складу і процесам метаморфізму, добре помітні темні плями, в яких скупчені біотит, мусковіт, хлорит і розсіяна вуглиста речовина, перетворена у графіт. Ороговікування можна помітити в полі за появою бузкового відтінку в породі.

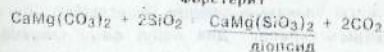
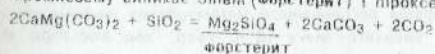
При взаємодії інтрузивного тіла з карбонатними породами, які мають підвищену сприйнятливості до метаморфізму, виникають контактні мармури і кальцієво-магнезійні силікатні роговики (**скарни**). Виділяють екзоскарни, які утворюються із заміщенням карбонатних порід, і ендоскарни — із заміщенням алюмосилікатних порід. Розрізняють магнезійні і вапнякові скарни. Чисті вапняки під впливом сухого контактного метаморфізму перекристалізуються у мармури з гранобластовою структурою. З привнесенням кремнезему, серед мармурів утворюється воластоніт у вигляді білих крупних кристалів.



Якщо у вапняках були наявні домішки глинистого матеріалу з вмістом глинозему, то утворюється тросуляр:



У доломітах при перекристалізації під дією контактного метаморфізму і привнесеним кремнезему виникає олівін (**форстерит**) і піроксен (**діюксид**):



Роговики вміщують майже всі родовища олова, золотоносні кварцові жили; із скарнами пов'язані родовища шееліту $\text{Ca}[\text{WO}_4]$ — Мейхура у Таджикистані; залізної руди — гори Магнітна, Висока,

Благодать на Уралі, Дашкесан в Азербайджані, Гірська Шорія у Західному Сибіру; флогопіту у Прибайкаллі; сульфідів із золотом.

4.3.2. Регіональний метаморфізм

Він проявляється на величезній площі за рахунок тепла мантийного або більш глибокого походження. При цьому у різних ділянках земної кори виникають різні термо-динамічні обстановки, які породжують різні метаморфічні фації. **Метаморфічна фація** – це комплекс метаморфічних порід, які складаються з мінеральних асоціацій, рівноважних до певних умов метаморфізму. Інакше кажучи, для певних температур і тиску певного складу флюїдів характерні і стійкі певні мінерали.

Метаморфічна фація хлорит-слюдяна (фація зелених сланців)

Фація зелених сланців формується під впливом регіонального метаморфізму переважно при низькому тиску до 5 кбар (500 МПа), іноді до 7-10 кбар, і низькій температурі (350-480°C). При цьому треба пам'ятати про міжзернову і конституційну воду. В таких умовах формуються **метаморфічні сланці**: хлоритовий, епідот-хлоритовий, епідот-актиноліт-хлоритовий, актинолітовий, які утворились при метаморфізмі основних і ультраосновних магматичних порід, серицитовий (за рахунок риолітів); кварц-альбіт-хлорит-серицитовий (за рахунок осадових порід), а також мармури, порфіроїд і порфіритизид при метаморфізмі, відповідно, вапняків, кислих та середньо-основних вулканітів.

Метаморфічна фація жадеїт-лаівсоніт-глаукофанова (фація глаукофанових сланців)

Це фація регіонального метаморфізму низьких температур (300-500°C) і високого тиску (8-10 кбар, або 800-1000 МПа). Її іноді називають фацією блакитних сланців (blue schist), бо глаукофан надає породі блакитного кольору. Для порід фації глаукофанових сланців типова своєрідна група мінералів: глаукофан (лужний амфібол ланцюжкової будови) – $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_3[(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$; лаівсоніт (силікат кальцію й алюмінію острівної будови) – $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$; жадеїт (лужний піроксен ланцюжкової будови) – $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, а також хлорит,

мусковіт, епідот, актиноліт, тобто мінерали, які характерні для зелених сланців.

Метаморфічна фація амфіболітова

Це фація регіонального метаморфізму помірного тиску (5-9 кбар) і помірної температури (600-800°C). В таких умовах виникають такі мінеральні асоціації: кварц + альмандин + біотит + епідот + рогова обманка + плагіоклаз. В умовах амфіболітової фації утворюються кристалічні сланці (біотитовий, амфібол-біотитовий кристалічний сланець), амфіболіти, амфібололіти, двослюдяні гнейси, кальцифіри.

Метаморфічна фація гранулітова

Фація регіонального метаморфізму, яка відбувається при тиску від 5 до 13 кбар і високій температурі (750-1000°C). При цьому виникають такі мінеральні асоціації: кварц + калішпат + плагіоклаз + гранат + піроксен. В умовах гранулітової фації метаморфізму утворюються грануліти, двопіроксенові гнейси.

Метаморфічна фація еклітова

Це фація регіонального метаморфізму високого тиску (більше 10 кбар) і високої температури (вище 1000°C). Для неї характерні мінеральні асоціації: омфацит + гранат + дістен + енстатит + рутил. Нагадаємо: омфацит – це моноклінний піроксен – $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$; дістен (кіаніт) – $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$; гранат – $\text{Mg-Fe-Ca-Al}_2[\text{SiO}_4]_3$; енстатит – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$; рутил – TiO_2 .

4.3.3. Ультраморфізм

Під ультраморфізмом розуміють результат комплексу різноманітних процесів: різкого підвищення температури, впливу тиску, дії летких компонентів, інтенсивного перерозподілу (внесення – вилучення) хімічних компонентів у процесі метасоматичного заміщення гірських порід.

широкого переміщення магматичного розплаву, розвитку метаморфічної диференціації і перекристалізації. Відмінами ультраметаморфізму є мігматизація, гранітизація, анатексис, палінгенез і реоморфізм.

Анатексис (від гр. «ана» — у найвищому ступені і «тексис» — розплавлення) — це ультраметаморфічний процес часткового розплавлення твердих гірських порід та їх перетворення у магму на місці (in Situ).

Мігматизація — процеси, які ведуть до утворення мігматитів, тонких тіл гірської породи, подібної до інтрузивної. Мігматизація відбувається шляхом метаморфічної диференціації і селективного (вибіркового, часткового) плавлення.

При метаморфізмі виникає смугаста текстура метаморфічних порід, яка обумовлена чергуванням світлих і темних смуг (лейкосомів і меланосомів). Лейкосом — це скупчення лейкократових мінералів у продуктах гранітизації; утворюється, як правило, без розплавлення або при частковому плавленні. Меланосом — залишковий продукт, залишкова порода після виділення лейкосому при ультраметаморфізмі. Сегрегаційна смугастість утворюється в результаті розчинення сілічних мінералів і перевідкладання їх за межами фронту флюїдизації. Гранітоїдна речовина виникає на місці в результаті плавлення водонасичених порід при температурі 650-700°C.

Палінгенез (від гр. «палін» — зворотний, назад) — ультраметаморфічний процес, який призводить до утворення магми шляхом повного переплавлення твердих гірських порід. Палінгенезу часто піддаються приядерні ділянки антиклінорів.

Під **реоморфізмом** розуміють явище великої механічної рухомості гірських порід, яке виявляється у пластичній течії (без розплавлення) під впливом температури і флюїдів. Порода стає здатною рухатись при зміні хімічного складу і зростанні температури, при невеликій участі рідкої фази, але без переходу у стан рідкої магми (осадова порода поступово переходить у гранітоїд). Реоморфізм течії здійснюється у глибинних частинах земної кори і спричиняє діапїризм (наприклад, анатозитів).

Гранітизація — процес перетворення хімічного і мінерального складу гірських порід у напрямку наближення складу і структури його продуктів до гранітового.

На противагу прогресивним змінам порід, які відбуваються з підвищенням температури і, звичайно, втратою летких компонентів (дегідратація, декарбонатація), існує регресивний метаморфізм (**діафторез**), при якому на фоні пониження температури відбуваються процеси гідратації, карбонатації та ін., тобто перетворення вже сильно метаморфізованих порід (наприклад, перетворення амфіболітів у зелені сланці).

4.3.4. Структури і текстури метаморфічних порід

Метаморфічні породи представлені повнокристалічними агрегатами. За розміром кристалів серед них розрізняють мікрокристалічні (тонкозернисті) з розміром зерен 0,01-0,1 мм, дрібнокристалічні (0,1-1 мм), середньокристалічні (1-5 мм), крупнокристалічні (5-10 мм) і гігантокристалічні (більше 10 мм). Розмір зерен залежить, головним чином, від флюїдного режиму і температури процесу — її величини і тривалості дії. Розміри зерен мінералів у породі можуть бути майже однаковими, і тоді структура називається **гомеобластовою** (від гр. «гомоіос» — рівний, подібний). Метаморфічна порода з різними за розміром кристалами має **гетеробластову** структуру (від гр. «хетерос» — інший, особливий). Різко виражена гетеробластова структура, коли крупні зерна перевищують розміри кристалів в основній масі породи у багато разів, називається **порфіробластовою**, а крупні зерна — порфіробластами. Залишки у метаморфічній породі попередньої порфірової структури називають **бластопорфіровою** структурою.

Структура породи, яка утворена переважно з ізометричних зерен (кварцу, польових шпатів, гранату, піроксенів), має назву **гранобластової** (від лат. granum — зерно). Лепідобластова структура (від гр. «лепіс» — луска) обумовлена наявністю пластинчастої, лускуватої і листуватої форми кристалобластів (слюди, хлоритів). Метаморфічні породи, які складаються з кристалів голчастої, ниткоподібної форми, а також у вигляді видовжених призм, мають **нематобластову** структуру (від гр. «нематос» — нитка). Якщо метаморфічна порода має тонковолокнисту будову, то структуру називають **фібробластовою**.

Часто зустрічаються також комбіновані структури: лепідогранобластова, гранонематобластова, нематолепідобластова та ін. У таких випадках назва починається з підпорядкованого у кількісному відношенні елемента.

Текстури метаморфічних порід поділяють на дві групи: успадковані, або реліктові, і сингенетичні. Реліктові текстури найчастіше зберігаються у контактних ореолах навколо інтрузивних масивів. Для метаморфічних порід найбільш типовими є орієнтовані текстури: сланцювата, гнейсова, смугаста, лентикулярна, флазерна (свильовата), а також плямиста, вузлувата, оцелярова (очкова).

Сланцювата текстура обумовлена взаємно паралельним розташуванням довгопризматичних, пластинчастих і лускуватих мінералів (амфіболів, слюд).

Гнейсова текстура характеризується закономірним орієнтуванням табличчастих мінералів з невеликою кількістю лускуватих часток. На відміну від сланцюватих порід, у гнейсах при розколюванні не виявляється великої кількості паралельних площин. Гнейсоподібна текстура з чергуванням смуг, які складаються із зерен ясних і кольорових мінералів, називається смугастою текстурою.

Лентикулярна текстура характеризується наявністю паралельно орієнтованих крупних або дрібних лінз з більш твердих мінералів (кварцу, польових шпатів, гранату), занурених у дрібнозернисту і більш пластичну масу, збагачену слюдами, хлоритом, тальком та ін.

Флазерна, або свильовата, текстура характеризується наявністю хвилеподібних плівок, утворених звичайно слюдистими або волокнистими мінералами на границях з лінзами, які складаються з більш жорстких мінералів (кварцу, польових шпатів).

Плямиста текстура спостерігається у породах з нерівномірним розподілом кольорових і лейкократових мінералів. Така текстура виникає на перших етапах перекристалізації за рахунок порфіробластезу, початку кристалізації нових мінералів. Окремі порфіробласти, які виступають у тонкозернистій масі глинистих сланців, утворюють вузлувату текстуру.

Очкова (оцелярова) текстура обумовлена наявністю крупних порфіробластів польового шпату округлої або еліпсоїдальної форми у добре розкристалізованій основній масі.

4.3.5. Макроскопічне визначення метаморфічних порід

Роговик – контактно-метаморфічна дуже тверда, сіра або темно-сіра, чорна з фіолетовим відтінком порода, яка має афанітову або тоннокристалічну структуру, масивну, рідше плямисту текстуру. Для роговиків є характерним дрібнолускуватий біотит, андадузит.

Скарні – контактно-метаморфічна порода, яка виникла за рахунок карбонатних мінералів. Структура скарнів змінюється від дрібнозернистої до гігантокристалічної. В їх складі найчастіше зустрічаються форстерит, піроксени, воластоніт, рогова обманка, епідот, гранати, плагіоклаз, калійовий польовий шпат, флогопіт, магнетит, гематит, шесліт, каситерит і сульфід заліза, міді, свинцю, цинку, молібдену, а також золото. Скарні виникають звичайно на контакті гранітів, гранодіоритів з вапняками і доломітами.

Кварцит – метаморфічна порода, яка на 70-100% складається з кварцу. Утворюється за рахунок кварцових пісковиків, кремнистих порід і кремнекислих магматичних порід. При наявності до 5% оксидів заліза порода називається залізистим кварцитом. Порода з тонким перешаруванням суттєво кварцових (яшмових) смуг і залізняка має назву **джеспіліт**.

Мармур – повнокристалічна метаморфічна порода з гранобластовою структурою, масивною або хвилисто-смугастою текстурою, яка складається з кальциту і доломіту. Колір мармурів змінюється від білого, сірого, строкатого до рожевого, жовтуватого і жовто-зеленого. Якщо у вихідних вапняках були наявні домішки глинистого матеріалу, то в умовах амфіболітової або роговикової фації утворюються кальцифіри, в яких крім кальциту можуть бути гранат (часто grosуляр), діопсид, амфібол, форстерит, плагіоклаз та ін.

Прогресивний регіональний метаморфізм, з підвищенням температури і тиску, призводить до формування закономірних рядів порід, які відображають послідовні етапи перетворення вихідної породи. Аргіліти і

глинисті сланці при температурі до 300-350°C і тиску до 400-500 МПа перетворюються у філіти (від гр. «філітес» – листуватий); на вищих ступенях метаморфізму – у метаморфічні сланці, кристалічні сланці, гнейси. Продуктами зміни базальтів і туфів основного складу на першій стадії метаморфізму є metabазальти і метатуфи, а на вищих стадіях – зелені сланці, які складаються з хлориту, епідоту, актиноліту і альбіту; амфіболіти, гранатові амфіболіти, еклогіти. Ультраосновні породи перетворюються у серпентиніти і талькові сланці, а згодом у амфіболіти.

Макроскопічно філіти (від гр. «філон» – лист) – щільні тонкосланцюваті породи світло-сірого, темно-сірого, зеленуватого, блакитно-сірого, червоно-коричневого або чорного кольору. Характерним є шовковистий блиск на площинах сланцюватості. Порода складається з кварцу, серциту (мусковіту), іноді з домішкою хлориту, біотиту і альбіту.

Метаморфічний сланець – дрібнозерниста сланцювата метаморфічна порода, яка складається з хлориту, серциту, мусковіту, кварцу, актиноліту, альбіту, епідоту, тальку, рудного мінералу. Порода найчастіше має зелений, рідше сірий і коричнюватий колір. Видову назву порода одержує за назвою переважаючих мінералів: мусковіт-альбіт-хлоритовий сланець, альбіт-кварц-серцитовий сланець, альбіт-хлорит-актинолітовий метаморфічний сланець та ін.

Кристалічні сланці складаються з кварцу, біотиту, мусковіту, гранату і невеликої кількості олігоклазу. Це середньозернисті або крупнозернисті сланцюваті породи, в яких хлорит відсутній. Розрізняють мусковітові, біотитові і двоскладні кристалічні сланці. Структура кристалічних сланців може бути лепідобластовою, гранобластовою, нематобластовою, фібробластовою, порфіробластовою.

Гнейс (здогадно від слов'янського «гнос», «гносець» – гнилий) – повнокристалічна середньо- або крупнозерниста метаморфічна порода, яка за складом відповідає гранатам: кварц, калійовий польовий шпат, плагіоклаз, мусковіт, біотит, амфібол, гіперстен, гранат, кордієрит. У породі обов'язково наявний кварц; польових шпатів більше 20%. Гнейси характеризуються паралельно-сланцюватою, часто тонкосмугастою текстурою, з переважаючими гранобластовою і порфіробластовою структурами. Відміни гнейсів: біотитовий, амфіболовий, гіперстеновий, гранатовий, двоскладний. Розрізняють парагнейси, які сформувались внаслідок

інтенсивного метаморфізму осадових порід, і ортогнейси, які виникли за рахунок магматичних порід.

Амфіболіт – метаморфічна середньозерниста порода, яка складається з рогової обманки, плагіоклазу. Як домішки зустрічаються гранат, кварц, піроксен, біотит і інші мінерали. Темноколірні мінерали складають 30% об'єму породи. Для амфіболітів характерна нематобластова, рідше гранобластова структура; масивна, іноді сланцювата текстура.

Різновиди амфіболітів виділяють за мінералами-домішками: біотитовий, піроксеновий, гранатовий тощо. Вони виникають за рахунок основних і частково середніх магматичних порід (ортоамфіболіти) і за рахунок уламкових осадових порід або мергелів (параамфіболіти). При метаморфізмі порід ультраосновного складу виникають **амфіболіти** – породи, які складаються переважно з рогової обманки.

Грануліт – суттєво польовошпатові (плагіоклаз і калішпат) метаморфічна порода з кварцом або без нього. Темноколірні мінерали не містять гідроксильної групи. Вони представлені піроксеном, іноді роговою обманкою і біотитом. Найбільш характерним мінералом є гранат. Структура гранулітів – гранобластова, текстура – гнейсоподібна, масивна. Навіть при амфіболітовій фації метаморфізму можна встановити, за рахунок яких порід вони утворились (табл. 4.6).

Таблиця 4.6. Утворення метаморфічних порід за рахунок осадових і магматичних порід

Ряди порід	Первинно осадові породи	Первинно магматичні породи	Метаморфічні породи, які утворились за рахунок попередніх
Кварцові породи	Суттєво кварцові уламкові і кремністі породи	Риволіт, кварцовий порфір	Кварцити
Кислі і середні породи	Подміскові уламкові породи, глини	Гранітоїди	Метаморфічні сланці, гнейси, кристалічні сланці
Основні породи	Карбонатні глини	Гібротиди, базальтоїди	Зелені метаморфічні сланці, амфіболіти, піроксен-польовошпатові кристалічні сланці
Ультраосновні породи	Глинисті мергелі	Гіпербазити	Серпентиніти, кальцієво-слюжкаті суттєво піроксенові кристалічні сланці, амфіболіти, амфіболіти
Карбонатні породи	Мергелі, кремністо-карбонатні породи	Карбонатити	Кальцитові і жовтуваті мармури, кальцифіри

5. ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ З ГІРНИЧОЇ ГЕОМЕТРІЇ

Розглянуті у попередніх розділах посібника мінерали і гірські породи утворюють у земній корі геологічні тіла різного складу та походження (верстви осадових порід, вулканічні потоки та покрови, інтрузивні масиви, рудні тіла складної форми). Ці тіла можуть знаходитись у первісному положенні або бути дислокованими (зім'ятими у складки, зміщеними у розривних порушеннях). Геологічні тіла обмежені геологічними поверхнями (підшоєю і покрівлею шару, контактом інтрузивного тіла, поверхнею зміщувача розриву).

При перетині двох поверхонь утворюється лінія; при цьому перетином двох площин утворюється пряма лінія, а при перетині площини з криволінійною поверхнею або двох криволінійних поверхонь утворюється крива лінія.

Зазначимо, що для спрощення геометричних побудов у геологічній практиці криволінійна поверхня розглядається як сума невеликих площин. Крім того, замість екватора та меридіанів (кривих ліній, конфігурація яких безперервно змінюється) використовують їх картографічні проєкції.

З курсу «Топографія» відомо, що горизонталь — це лінія перетину денної поверхні горизонтальною площиною, проведеною на визначеній висоті. Лінія перетину геологічної та денної поверхонь називається геологічною границею. Товщина плоского тіла є найкоротшою відстанню між його стінками. У верствах осадових порід підшоєва і покрівля нерідко паралельні, тому товщиною шару в такому випадку буде перпендикуляр між цими поверхнями.

Товщину (m) горизонтально залягаючої верстви легко визначити, знаючи кут схилу (b) і відстань по схилу між підшоєю і покрівлею (M): $m = M \cdot \sin b$ (рис. 5.1).

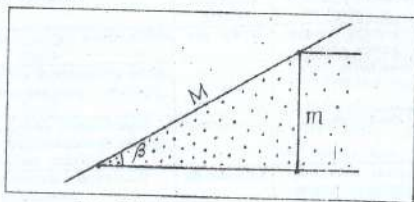


Рис. 5.1. Товщина шару пісків.

Орієнтування будь-якої площини у просторі визначають за допомогою елементів залягання: азимута лінії простягання, азимута лінії падіння і кута падіння.

Азимут заданого напрямку є правий горизонтальний кут між північним напрямком географічного меридіана та шуканим напрямком, тобто це кут між двома проєкціями на горизонтальну площину (меридіана і, наприклад, лінії падіння), який відлічений за годинниковою стрілкою. Величина азимута може змінюватись від 0 до 360°.

Лінія простягання геологічної поверхні — це лінія перетину цієї поверхні з будь-якою горизонтальною площиною. Положення у просторі лінії простягання площини характеризується азимутом обох її кінців, що відрізняються один від одного на 180°.

Лінією падіння називається вектор, розташований на геологічній площині, перпендикулярний до лінії простягання і направлений у бік нахилу площини. Цей вектор утворюється при перетині геологічної поверхні вертикальною площиною, перпендикулярною до лінії простягання. Лінія падіння характеризується азимутом лише одного свого кінця, направленого вниз.

Кут падіння площини — це двограний кут між геологічною і горизонтальною площинами, тобто це кут між лінією падіння та її проєкцією на горизонтальну площину. Він змінюється в межах 0-90°.

5.1. Гірничий компас та робота з ним

Азимут падіння, простягання і кут падіння вимірюють за допомогою гірничого компаса. Відомо, що під дією земного магнетизму вільно підвішена магнітна стрілка встановлюється у напрямку магнітного меридіана одним кінцем на північ, другим — на південь.

Магнітні меридіани не збігаються з географічними. Кут між географічним та магнітним меридіаном у певній точці земної поверхні називається магнітним схиленням. Воно буває східним та західним, і в кожній місцевості не однакове за величиною. Крім того, магнітна стрілка має нахилення. У північній півкулі опускається північний кінець стрілки, а в південній півкулі — південний, і тим більше, чим ближче

наближається до магнітного полюса. Щоб зрівноважити магнітне нахилання, на стрілку можна намотати трошки мідного дроту. При зіткненні стрілки з сильним магнітом її кінці досить легко перемагнічуються і вона повертається на 180° . Для зручності північний кінець магнітної стрілки фарбують чорним або темно-синім, південний — червоним кольором. Користуючись вперше незнайомим компасом, слід перевірити, який з двох кінців стрілки північний, а який південний.

Гірничий компас складається з немагнітної коробки (пластмасової, мідної або алюмінієвої), накритої зверху склом (рис. 5.2). У корпус компаса вмонтована сталевая голка перпендикулярно до нижньої площини корпусу. На голці вільно обертається магнітна стрілка, посередині якої встановлено підшипник з конусним заглибленням. Підшипник повинен бути зроблений з твердого мінералу, але, на жаль, нерідко вставляють звичайне скло, яке швидко розтріскується. Тому при транспортуванні компаса стрілку треба піднімати затискачем (аретиром) і притискати до покривного скла.

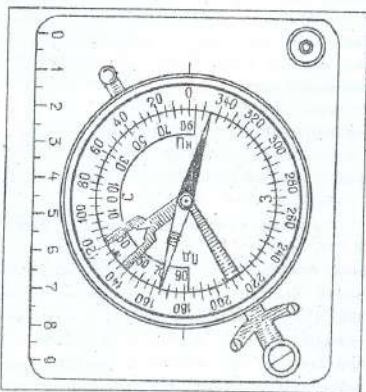


Рис. 5.2. Зовнішній вигляд гірничого компаса.

На дні коробки компаса знаходиться великий лімб (кілець, яке розділене на 360°). Діаметр кільця «північ-південь» ($0-180^\circ$) розташований паралельно довгій стороні корпусу.

Нерідко на градусному кільці цифри зменшено у 10 разів, наприклад, 4,15,35 замість 40,150,350. За великим лімбом визначають азимут. У гірничому компасі, на великому лімбі, позначки градусів підписано справа наліво, тобто проти ходу годинникової стрілки. У зворотному напрямку розташовані також і літери, які позначають схід та захід: перший стоїть зліва від півночі, а захід справа. Це зроблено для зручності, щоб за показником північного кінця стрілки можна було одразу прочитати азимут шуканого напрямку. Для перевірки спочатку сумістіть магнітну стрілку з нулем на лімбі. Праворуч від вас буде схід, а ліворуч — захід. Спрямуйте північну сторону компаса направо і північний кінець стрілки покаже $S - 90^\circ$, а якщо повернутись наліво, стрілка покаже $S - 270^\circ$.

Для визначення азимута будь-якого напрямку (азимута ходу по маршруту, напрямку падіння верств, напрямку течії ріки) треба горизонтально розташований компас повернути нулем, тобто північною стороною в цьому напрямку і прочитати на лімбі відлік біля північного кінця стрілки (рис. 5.3.). Але це буде магнітний азимут, який іноді значно відрізняється від географічного. Для переходу від магнітного до дійсного (географічного) азимута треба знати магнітне схилення у районі спостереження. Величина магнітного схилення вказується на топографічних картах і на спеціальних картах магнітного схилення. Наприклад, на території України, окрім магнітних аномалій, магнітне схилення східне, і змінюється від 0 у західних областях до 5° на сході. Величину східного схилення додають до отриманого компасом магнітного азимута.

Магнітне схилення можна визначити, встановивши напрямок географічного меридіана за Полярною зіркою або за Сонцем. На рівнині компасом визначають магнітні азимуті сходу і заходу Сонця, півсума яких повинна дорівнювати 180° . Якщо півсума менше 180° , то магнітне схилення східне і дорівнює цій різниці, а якщо більше 180° — схилення західне.



Рис. 5.3. Визначення азимута і кута падіння геологічної поверхні за допомогою гірничого компаса.

Полярна зірка розташована поблизу Північного полюса Всесвіту (на відстані 1°), отже небесний меридіан проходить повз неї і географічний меридіан, приблизно, збігається з напрямком на Полярну зірку. Більш точніше географічний меридіан визначають за напрямком прямовисної лінії, яка з'єднує Полярну зірку з четвертою зліва зіркою (Дельта у сузір'я Кассіопей) та другою від кінця зіркою (Дзета або Міцар) у хвості сузір'я Великої Ведмедиці (рис. 5.4.). Полярна зірка проходить через географічний меридіан, приблизно, у такий час:

15 січня і	15 липня	— 0 і 18 годині
15 лютого і	15 серпня	— 20 — х —
15 березня і	5 вересня	— 22 — х —
15 квітня і	15 жовтня	— 0 — х —
15 травня і	5 листопада	— 2 — х —
15 червня і	15 грудня	— 4 і 16 — х —

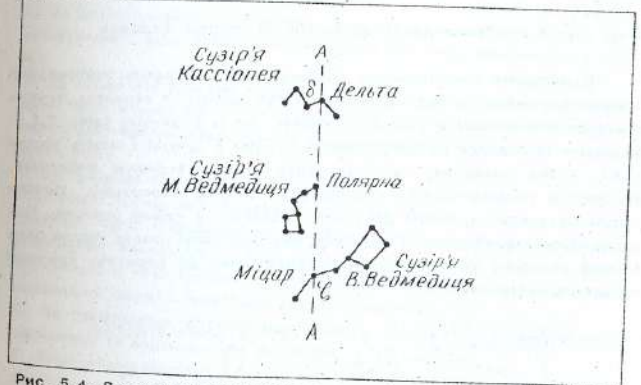


Рис. 5.4. Визначення географічного меридіана за Полярною зіркою.
Лінія AA — прямовисна

Щоб уникнути магнітного схилення, треба повернути лімб по відношенню до позначки Пн (північ) на кількість градусів, що відповідають магнітному схиленню в досліджуваній місцевості. При наявності східного магнітного схилення лімб повертають вправо (за годинниковою стрілкою) і проти позначки Пн (північ) буде стояти не

нуль, а позначка, наприклад, 4°. Після введення такої поправки відлік градусів за лібом буде вже відповідати істинному (географічному) азимуту.

Кут нахилу будь-якої поверхні вимірюють за допомогою виска (екліметра), підвішеного на голку компаса. Шкала кутів падіння, тобто відхилення виска, нанесена на дні коробки у дві сторони від 0 до 90°. Коли компас стоїть вертикально (довгою стороною на горизонтальній площині), показник екліметра знаходиться на нульовій позначці шкали. А коли довга сторона компаса перпендикулярна горизонтальній площині, висок показує 90°.

При роботі з компасом треба додержуватись правила: при вимірі азимута стрілка повинна бути вільною, трішки тремтіти, а при вимірі кута падіння тремтіти повинен висок.

5.2. Геометричні елементи та форми складок

Складками (плікативними дислокаціями) називають хвилеподібні згини геологічних тіл без порушення їх суцільності. У складках існують місця перегинів пластів (замки) та крила, що їх з'єднують (рис. 5.5.). Ці елементи складок плавно переходять один у другий і мають умовні межі. Уявна поверхня, яка проходить через максимум перегинів, зім'ятих у складку шарів, називається осьовою поверхнею. Умовна частина складки, прилегла до осьової поверхні, є ядром складки. При перетині осьової поверхні з підшоною або покрівлею пласта утворюється шарнір складки. Кут між уявно продовженими до перетину крилами називають кутом складки.

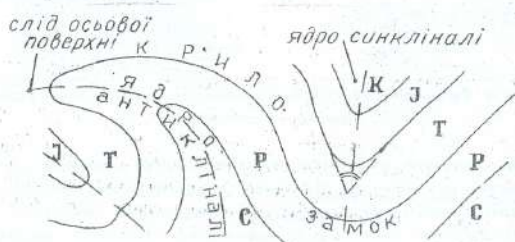


Рис. 5.5. Елементи складок у розрізі.

Серед складок виділяють антикліналі та синкліналі. **Антикліналь** — це згин шарів, при якому внутрішня частина складки (ядро) утворена більш древніми породами, ніж зовнішня. У **синкліналі**, навпаки, ядро виповнене більш молодими шарами, ніж крила.

Найкоротша відстань між осьовими поверхнями двох сусідніх антикліналей або двох сусідніх синкліналей називається **розмахом крил** складки. Висота складки визначається як відстань між замками суміжних антикліналі і синкліналі одного і того ж шару, виміряна на вертикальному розрізі уздовж сліду осьової поверхні. За довжину складки умовно береться відстань між суміжними точками перегину шарніра при його здиманні та зануренні.

Співвідношення елементів складок визначає їх форму, що й покладено в основу морфологічної класифікації:

1. За розташуванням осьової поверхні складки поділяють на симетричні та асиметричні; серед останніх розрізняють нахилені, лежачі та занурені (перевернуті синформні антикліналі та антиформні синкліналі).
2. За розташуванням крил можуть бути звичайні складки, в яких крила нахилені в різні боки, та перекинуті з крилами, нахиленими в один бік.
3. За кутом між крилами складки поділяються на гострокутні, або закриті (кут менше 90°), тупі (відкриті з кутом більше 90°), ізоклінальні (кут наближається до 0°) та віялоподібні (перетиснуті з від'ємним кутом).
4. За формою замка виділяють шевронні (зигзагоподібні), округлі та коробчасті (сундучні) складки з широким, майже плоским замком і крутими, часто прямовисними крилами; гребенеподібні антикліналі та кілеподібні синкліналі, у яких зовнішні шари круто зігнуті і майже паралельні в обох крилах, а внутрішні пласти повторюють цей згин в ослабленій формі і незабаром стають пологими.
5. За поведінкою шарніра розрізняють складки з горизонтальним, нахиленим та вертикальним шарніром.
6. Різні співвідношення товщини шарів у місцях перегинів та в крилах дозволяють виділити концентричні складки з витриманою товщиною; подібні складки, в яких зберігається однакова форма згину різних верств; дисгармонійні, коли в одній і тій же товщі компетентні (тверді) шари зігнуті у широкій спокійній складки, а пластичні верстви утворюють дрібні інтенсивні складки; конседиментаційні антикліналі з потоншеним замком.

Окремо виділяють флексуру — структуру, де дві ділянки горизонтального або трохи нахиленого залягання верств, які знаходяться на різних вертикальних рівнях, з'єднані між собою більш крутим сходиноподібним згином шарів (змикаючим крилом). Верхня ділянка називається висячим крилом, а нижня — лежачим крилом флексури. Товщина верств пластичних порід у змикаючому крилі флексури часто значно менша, ніж у висячому і лежачому крилах, а іноді флексура переходить у розлом.

5.3. Розривні порушення

Розривами (диз'юнктивами) називаються поверхні розділу, які порушують суцільність геологічних тіл. Серед них розрізняють розриви без суттєвого зміщення гірських порід, які називають тріщинами. Системи різнонаправлених тріщин утворюють окремість — блоки (шматки), на які розпадається порода. Найчастіше зустрічається плитчаста, призматична, паралелепіпедальна, матрацеподібна, грифельна, шаралупчаста, сфероїдальна окремість.

Розриви із зміщенням частин геологічного тіла одна відносно другої називаються розломом. Елементами розлому є зміщувач — поверхня розчленування геологічного тіла та відносного переміщення окремих його частин (блоків), які називаються крилами розриву. Положення зміщувача у просторі змінюється від вертикального до горизонтального; по відношенню до складчастих структур — від поперечного до поздовжнього (через діагональний), а також існують міжпластові розриви. Зміщувач може мати різну будову: або єдину поверхню зі штрихами, борознами та дзеркалами ковзання, або широку зону дроблення, заповнену уламками гірських порід розміром від долей сантиметра до десятків метрів, уламками мінералів (катаклизитом) і тектонічною глиною (мілонітом).

Утворення диз'юнктивних дислокацій може бути обумовлено як вертикальними, так і горизонтальними рухами блоків або їх комбінаціями. При цьому найчастіше ми можемо визначити лише відносне переміщення блоків. Наприклад, у розломі східне крило підняте, а західне опущене. Це може виникнути, коли: західне крило було нерухомим, а східне крило піднялось; навпаки, східне крило залишалось на місці, а західне опустилось; обидва крила рухались у різних напрямках; обидва

крила піднімались, але одне крило випереджало інше; обидва крила опускались і західне занурювалось швидше.

За напрямком відносного переміщення крил і за положенням зміщувача виділяють морфологічні типи диз'юнктивів.

1. Розривні порушення з переміщенням крил у напрямку падіння — здимання зміщувача:

Скид — розлом з падінням зміщувача у бік опущеного крила або з вертикальним зміщувачем (рис. 5.6.).

Підкид та насув — розривне порушення з падінням зміщувача у бік піднятого крила (у насуву кут падіння зміщувача менший 45° , а у підкиду — більший 45°).

2. Розривне порушення з переміщенням крил за простяганням зміщувача — **зсув**. Розрізняють правосторонній та лівосторонній зсуви. Для визначення типу зсуву потрібно стати обличчям до зміщувача у місці відриву геологічної поверхні. При лівосторонньому зсуві фрагмент геологічної поверхні на протилежному крилі зсуву виявиться зміщеним вліво, а при правосторонньому зсуві — вправо від спостерігача.

Більшість розломів має комбінований характер переміщень, з одночасним проявом горизонтальної і вертикальної складових. Вони мають назву лівосторонніх (правосторонніх) скидо-зсувів та підкидо-зсувів.

Поширені закономірно сполучені групи скидів і підкидів (рис. 5.7.), у результаті чого утворюється східчастий скид, **грабен** (опущений блок, обмежений розривами) і **горст** (піднятий блок між двома розломами). При цьому в умовах розтягнення земної кори грабени і горсти обмежені скидами, а в умовах стиснення — підкидами.

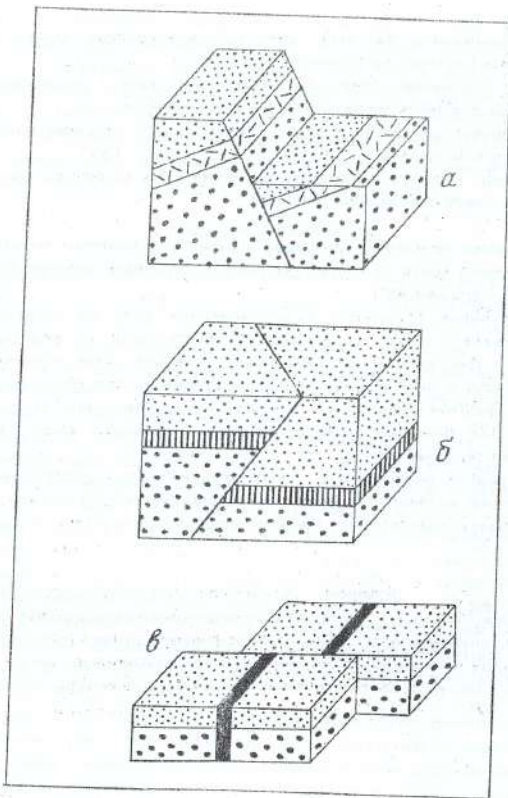


Рис. 5.6. Типи розривних порушень:
а – скид; б – підкид; в – правосторонній зсув.

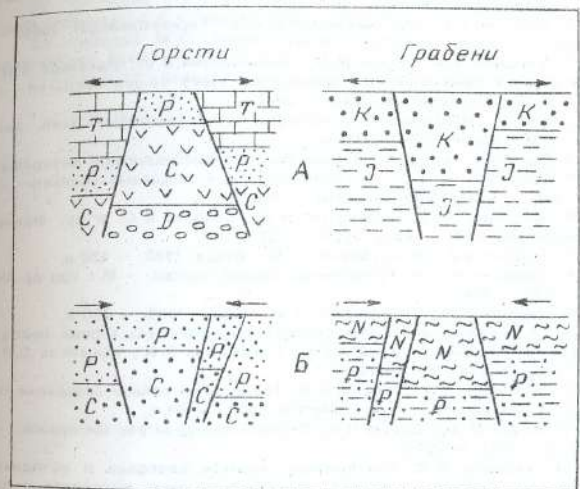


Рис. 5.7. Геодинамічні умови утворення горстів і грабнів.
А – при розтягненні; Б – при стискуванні.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1. Обломочные и глинистые породы. — М.: Госнаучтехиздат, 1962. — 58 с.
2. Карбонатные породы. 1969. — 707 с.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. — М.: Госнаучтехиздат, 1956. — 558 с.
3. Богданов А. А., Жуков М. М., Милановский Е. В., Павлинов В. Н. Руководство к практическим занятиям по курсу общей геологии. — М.; Л.: Гостеолиздат, 1945. — 155 с.
4. Булах А. Г. Минералогия с основами кристаллографии: Учеб. для вузов. — М.: Недра, 1989. — 351 с.
5. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. — М.: Мир, 1965. — Г. 1. — Ортосиликаты и кольцевые силикаты. — 371 с. Г. 2. — Цепочные силикаты. — 406 с.
6. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. — М.: Недра, 1969. — 432 с.
7. Елисева Н. А. Метаморфизм. — М.: Недра, 1963. — 428 с.
8. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 479 с.
9. Заридзе Г. М. Петрография. — М.: Недра, 1988. — 480 с.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие/ Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др. — М.: Недра, 1961. — 160 с.
11. Ковальчук І. О., Шевчук В. В. Геометричні основи складання та аналізу геологічних карт. — К.: НМК ВО, 1993. — 104 с.
12. Кузин М. Ф., Егоров Н. И. Полевой определитель минералов. — М.: Недра, 1983. — 260 с.
13. Куровец М. И. Систематика, краткое описание и методика определения главнейших пороодо- и рудообразующих минералов и их парагенетических ассоциаций: Учеб. пособие. — Киев: УМК ВО, 1969. — 168 с.
14. Лазаренко Є. К. Курс мінералогії. — К.: Вища шк., 1970. — 599 с.
15. Лазаренко Є. К., Винар О. М. Мінералогічний словник. — К.: Наук. думка, 1975. — 773 с.
16. Лебедева Н. Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. — М.: Изд-во МГУ, 1986. — 102 с.
17. Малеев Е. Ф. Вулканы: Справочник. — М.: Недра, 1980. — 240 с.
18. Музафаров В. Г. Определитель минералов, горных пород и окаменелостей. — М.: Недра, 1979. — 327 с.
19. Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 1. Структурная геология. — М.: Недра, 1979. — 359 с.
20. Павлинов В. Н., Михайлов А. Е., Кизевальтер Д. С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии: Учеб. пособие для вузов. — М.: Недра, 1983. — 160 с.
21. Петрография / Под ред. А. А. Маракушева. — М.: Изд-во МГУ (ч. 1, 1976. — 384 с.; ч. 2, 1981. — 328 с.; ч. 3, 1986. — 287 с.).
22. Серлухов В. И., Билибина Т. В., Шалимов А. И. и др. Курс общей геологии. — Л.: Недра, 1976. — 535 с.
23. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. — М.; Л.: Гостеолиздат, 1948. — 387 с.
24. Юбельт Р. Определитель минералов. — М.: Мир, 1978. — 326 с.

ЗМІСТ

ВСТУП	3
1. ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ З МІНЕРАЛОГІЇ	3
1.1. Форма знаходження мінералів у природі. Мінеральні агрегати.	4
1.2. Фізичні властивості мінералів	7
2. КЛАСИФІКАЦІЯ МІНЕРАЛІВ	11
2.1. Клас самородних елементів	11
2.2. Клас сульфідів	13
2.3. Клас окисів і гідроокисів	17
2.4. Клас галогенних сполук	22
2.5. Клас карбонатів	24
2.6. Клас сульфатів	27
2.7. Клас фосфатів	28
2.8. Клас силікатів	29
2.8.1. Підклас острівних силікатів	32
2.8.2. Підклас кільцевих силікатів	34
2.8.3. Підклас ланцюжкових силікатів	35
2.8.4. Підклас стрічкових силікатів	37
2.8.5. Підклас шаруватих силікатів і алюмосилікатів	39
2.8.6. Підклас каркасних алюмосилікатів	45
3. СТІСЛА ХАРАКТЕРИСТИКА МІНЕРАЛІВ	49
4. НАЙБІЛЬШ РОЗПОВСЮДЖЕНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ	63
4.1. Тип магматичних порід	64
4.1.1. Макроскопічне визначення інтрузивних гірських порід	68
4.1.2. Макроскопічне визначення вулканічних гірських порід	80
4.2. Тип осадових порід	93
4.2.1. Уламкові і глинисті породи	102
4.2.2. Осадкові породи хімічного і біохімічного походження	106
4.3. Тип метаморфічних порід	116
4.3.1. Контактний метаморфізм	118
4.3.2. Регіональний метаморфізм	120
4.3.3. Ультраметаморфізм	121
4.3.4. Структури і текстури метаморфічних порід	123
4.3.5. Макроскопічне визначення метаморфічних порід	125
5. ПОЧАТКОВІ ВІДОМОСТІ З ГІРНИЧОЇ ГЕОМЕТРІЇ	128
5.1. Гірничий комплекс та робота з ним	129
5.2. Геометричні елементи та форми складок	134
5.3. Розривні порушення	136
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	140

Міністерство освіти України
Львівський державний університет ім. І. Франка

Навчальне видання

Іван Олексійович Ковальчук

Лабораторний практикум із загальної геології

Редактор Л. Макітринська

Підписано до друку 25 листопада 1997. Формат 60×84/16
Папір друк. №3. Друк офсет. Умовн. друк. арк. 8,0. Обл.-вид. арк. 8,9.
Умовн. фарбовідб. 8,0. Тираж 500. Зам. 282.
Машинно-офсетна лабораторія Львівського державного університету
ім. І. Франка, 290602, Львів, вул. Університетська, 1