

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

**ПЕТРОГРАФІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД
(МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ). ЧАСТИНА 2**

**Методичні рекомендації для лабораторних занять і самостійної роботи
студентів напряму підготовки
6.04.01.03 - геологія**

Львів - 2014

Петрографія кристалічних порід (магматичні породи). Частина 2: методичні рекомендації для лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / укл.: Ю. П. Дорошенко, І. В. Побережська, О. В. Костюк – Львів: Львівський національний університет імені Івана Франка, 2014. – 61 с.

Укладачі: Ю. П. Дорошенко, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент
І. В. Побережська, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент
О. В. Костюк, кандидат геолого-мінералогічних наук

Рецензент: В. Г. Пащенко кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент

Відповідальний за випуск:
доктор геолого-мінералогічних наук В. М. Гулій

Редактор: Лариса Сідлович

Відповідальний за друк: Олена Старунько

*Затверджено
на засіданні методичної ради геологічного
факультету
Протокол № 8/1 від 15 січня
2014 р.*

Вступ

Петрографія - наука про гірські породи, їхній мінеральний і хімічний склад, структури й текстури, умови залягання, закономірності розповсюдження, походження та зміни у земній корі й на поверхні Землі.

Магматичні гірські породи – це природні асоціації мінералів, мінералів і вулканічного скла чи лише вулканічного скла, які виникли внаслідок кристалізації або застигання магматичних розплавів. Магматичні породи ще називають *виверженими*. За складом магматичні розплави поділяють на силікатні та карбонатні; під час їхньої кристалізації виникають породи, у складі яких, відповідно, переважають алюмосилікатні або карбонатні мінерали. Магматичні породи, які виникли внаслідок виверження (виливів) магматичних розплавів на поверхню (у підводних чи надводних умовах), називають *ефузивними*, або *вулканічними*; породи, які виникли під час застигання розплавів на глибині (тобто нижче денної поверхні), – *інтрузивними*, або *плутонічними*.

На поверхні внаслідок великої різниці температур розплави швидко охолоджуються і не встигають повністю розкристалізуватись. Якщо розплав застигає до початку кристалізації, то виникає *вулканічне скло*. Якщо ж застигання відбувається одночасно з початковими стадіями кристалізації, то вулканічні породи мають вигляд суміші дрібних кристалів і вулканічного скла або лише дрібних кристалів (нерідко кристали виникають як вторинні через розкристалізацію скла вже у твердому стані). У разі застигання розплавів на глибині втрати тепла відбуваються значно повільніше, тому розплави встигають добре розкристалізуватись і кристали набувають більших розмірів.

1. Головні породотвірні мінерали та принципи класифікації магматичних порід

Гірські породи на лабораторних заняттях вивчають головним чином у шліфах за допомогою поляризаційного мікроскопа, а також описують макроскопічно у штуфах і взірцях. Одним із головних методів досліджень у петрографії є кристалооптичний (2). Оволодіння основами кристалооптики є важливим у дослідженні породоутворюючих мінералів. Вивчення цих мінералів базується на визначенні їхніх оптичних констант.

Мінерали магматичних порід за кількісними співвідношеннями поділяють на *головні* ($> 10\%$), *другорядні* ($1-10\%$), *акцесорні* ($< 1\%$), за часом утворення – на первинні, вікаруючі та вторинні. Під *первинними* розуміють мінерали, які виникли внаслідок кристалізації магматичного розплаву; під *вторинними* – мінерали, що з'явилися за порівняно низькотемпературних умов унаслідок заміщення більш високотемпературних мінералів після того, як магматичний розплав повністю застиг.

Найскладніше питання з другою групою – вікаруючими мінералами. Усі дослідники магматичних утворень доходять висновку про наявність групи порівняно високотемпературних мінералів, які виникають або під дією високотемпературних розчинів, що супроводжують магматичні розплави і починають взаємодіяти з магматичними породами, тільки-но ті застигнуть, або внаслідок взаємодії залишкових порцій магматичного розплаву з мінералами, які встигли викристалізуватись із того ж таки розплаву.

Однак не завжди можна впевнено залучити той чи інший мінерал до певної групи. Не зрозуміло навіть, як назвати другу групу. Для неї пропонували різні терміни, і жоден із них не став загальноприйнятим. Термін *вікаруючі* в перекладі означає *заступники*, оскільки ці мінерали розвиваються по первинних мінералах близького до них складу.

Один і той же мінерал за різних умов може потрапляти в різні групи. Рогова обманка може бути як первинною, так і вікаруючою, гранат – як акцесорним, так і породотвірним мінералом.

Головні породотвірні мінерали магматичних порід є силікатами. За хімічним складом їх поділяють на салічні та фемічні. Перші з них, крім Si, складаються з Al, Ca, Na, K і, здебільшого, у шліфах є безбарвними. Другі містять Fe та Mg і можуть бути безбарвними або забарвленими. Відомий американський петрограф Н. Боуен запропонував так званий реакційний принцип, відповідно до якого з магми приблизно одночасно кристалізуються два мінерали – фемічний і салічний – у послідовності, зумовленій поступовим зниженням їхньої температури кристалізації (рис. 1). Дослідник вважав, що нові мінерали з'являться, головню, завдяки реакціям мінералів, котрі вже

виділилися, з магматичним розплавом, який застигає. У цьому разі реакції для плагіоклазів є неперервними й супроводжуються утворенням ізоморфного ряду, а для фемічних мінералів – перервними з утворенням якісно різних мінералів. Згодом цей принцип не раз критикували. Доведено, що в багатьох випадках послідовність кристалізації мінералів є іншою. Тому принцип Боуена не можна трактувати як правило, однак він дає чітке уявлення про характер процесів і їхній перебіг під час застигання найпоширеніших магм нормального складу. Послідовність кристалізації мінералів у багатьох випадках підтверджена тим, що пізніші мінерали кристалізуються навколо ранніх у вигляді облямівок.

За хімічним складом магматичні породи поділяють на нормальні, пересичені лугами та пересичені глиноземом. Породи нормального складу в природі кількісно переважають. Усі вони утворені мінералами, які відображені у схемі Боуена. Відповідно, останні є найпоширенішими мінералами магматичних порід. Мінерали та їхні кількісні співвідношення визначають склад породи.

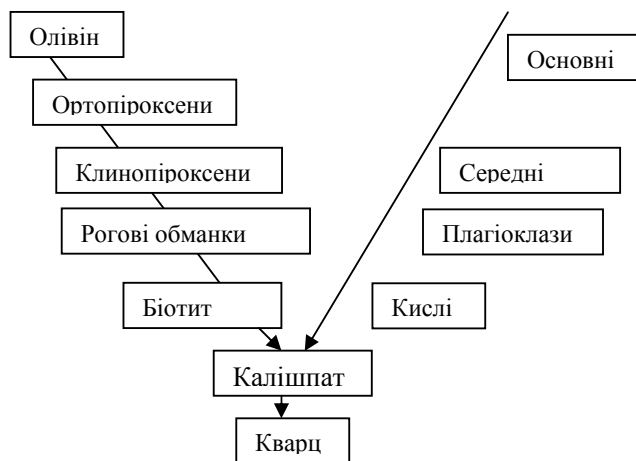


Рис. 1. Реакційна схема кристалізації магматичних порід за Н. Боуеном

Класифікації магматичних порід на мінеральній основі. У 1970 р. у складі Петрографічної комісії Міжнародного союзу геологів була створена Міжнародна підкомісія з номенклатури й систематики вивержених порід під керівництвом професора А. Штрекайзена. Ці дослідники провели значну роботу з упорядкування назв порід і запропонували відмовитись від багатьох вузькорегіональних і застарілих назв.

Унаслідок діяльності підкомісії розробили класифікацію магматичних порід за мінеральним складом, яка користується широкою популярністю серед геологів Заходу. Породи, що містять менше 90% фемічних мінералів, класифікують за кількісними співвідношеннями плагіоклазу, калієвого польового шпату і кварцу або фельдшпатоїдів. Ці співвідношення відображені на діаграмі, складеній із двох трикутників з однією спільною стороною, на якій зображені поля, що відповідають головним породним різновидам (рис. 2). Породи, які містять понад 90% фемічних мінералів (голомеланократові), розглядають на окремому трикутнику “ортопіроксен-клінопіроксен-олівін” (рис. 3). Такий самий трикутник розроблений для середніх і кислих порід (рис. 4).

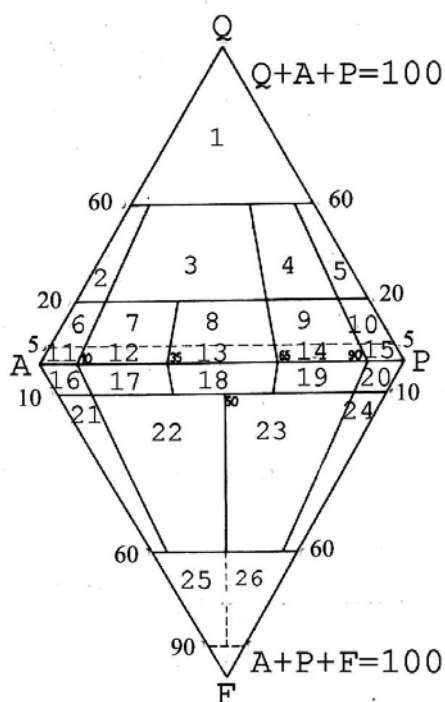


Рис. 2. Класифікація магматичних порід за А. Штрекайзеном, 1976, 1978

Діаграму розробили для порід, які містять менше 90% фемічних мінералів: *Q* – кварц, *A* – лужні польові шпати (калієві польові шпати + альбіт № 0-5), *P* – плагіоклази № 5-100 + скаполіт, *F* – фельдшпатоїди.

Поля плутонічних порід (у дужках зазначено їхні вулканічні аналоги):

1 – кварцові гранітоїди; 2 – калішпатові граніти (калішпатові ріоліти); 3 – граніти (ріоліти); 4 – гранодіорити (дацити); 5 – тоналіти (дацити); 6 – кварц-калієвопольовошпатові сієніти (кварц-калієвопольовошпатові трахіти); 7 – кварцові сієніти (кварцові трахіти); 8 – кварцові монцоніти (кварцові латити); 9 – кварцові монцодіорити, монцогабро (андезити і базальти); 10 – кварцові діорити, кварцові габро (андезити і базальти); 11 – калішпатові сієніти (калішпатові трахіти); 12 – сієніти (трахіти); 13 – монцоніти (латити); 14 – монцодіорити, монцогабро (андезити, базальти); 15 – діорити, габро (андезити, базальти); 16 – фельдшпатоїдно-калішпатові сієніти (фельдшпатоїдно-калішпатові трахіти); 17 – фельдшпатоїдні сієніти (фельдшпатоїдні трахіти); 18 – фельдшпатоїдні монцоніти (фельдшпатоїдні латити); 19 – фельдшпатоїдні монцодіорити і монцогабро (фельдшпатоїдні андезити, базальти); 20 – фельдшпатоїдні діорити, габро (фельдшпатоїдні андезити, базальти); 21 – фельдшпатоїдні сієніти (фоноліти); 22 – фельдшпатоїдні плагіосієніти (тефритові фоноліти); 23 – есексити (фонолітові тефрити); 24 – тераліти (тефрити, базаніти); 25, 26 – фойдоліти (фойдити).

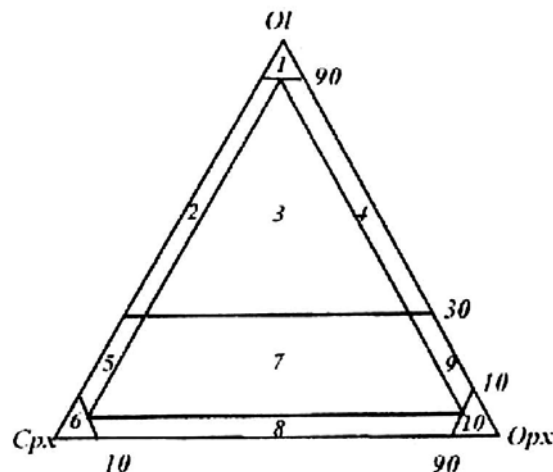


Рис. 3. Класифікація голомеланократових порід, за А. Штрекайзенем, 1976.

Поля: 1 – дунітів; 2 – гарцбургітів; 3 – лерцолітів; 4 – перлітів; 5 – олівінових ортопіроксенітів; 6 – ортопіроксенітів; 7 – олівінових вебстеритів; 8 – вебстеритів; 9 – олівінових клінопіроксенітів; 10 – клінопіроксенітів

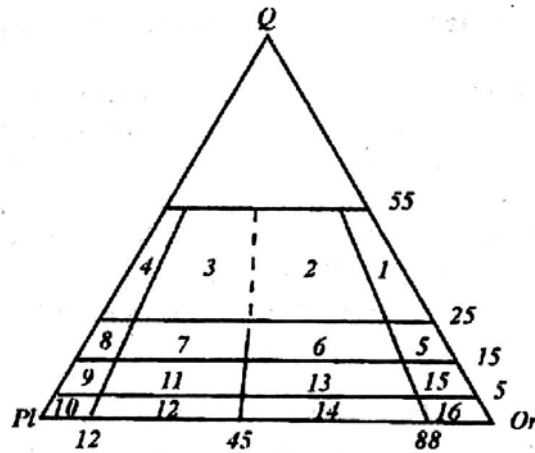


Рис. 4. Класифікація кислих і середніх порід за мінеральним складом, за А. Штрекайzenом, 1976.

Поля: 1 – калішпатових гранітів; 2 – нормальних гранітів; 3 – гранітів з переважанням плагіоклазу над калішпатом; 4 – плагіогранітів і тоналітів; 5 – калішпатових граносієнітів; 6 – граносієнітів; 7 – гранодіоритів; 8 – трондьємітів; 9 – кварцових діоритів; 10 – діоритів; 11 – кварцових сієніто-діоритів; 12 – сієніто-діоритів; 13 – кварцових сієнітів; 14 – сієнітів; 15 – калішпатових кварцових сієнітів; 16 – калішпатових сієнітів

Найповніше обґрунтована класифікація наведена у книзі “Магматические горные породы. Классификация и номенклатура” (7). Ця класифікація передбачає виділення п’яти номенклатурних одиниць – типу, класу, групи, ряду, сімей гірських порід. До перелічених доцільно додати ще одну номенклатурну одиницю, яку будемо називати надгрупою (7).

1. *Тип породи* залежить від способу її утворення. Виділяють породи магматичного, метаморфічного й осадового типів.

2. *Клас порід* визначається способом вкорінення розплаву. Виділяють плутонічний і вулканічний класи. Автори класифікації вважають, що гіпабісальні породи в одних випадках тісно пов’язані з плутонічними, в інших – із вулканічними породами, тому виділяти їх як самостійний клас недоцільно.

3. Породи кожного класу можна поділити на дві *надгрупи* – силікатні та карбонатні. Силікатні породи містять більше 30% SiO_2 ; якщо вони

розкристалізовані, то у їхньому мінеральному складі переважають мінерали класу силікатів. Карбонатні породи трапляються значно рідше. Вони містять SiO_2 у кількості менше 20%; у їхньому мінеральному складі переважають мінерали класу карбонатів.

4. Силікатні породи кожного класу за кількістю SiO_2 (так званого кремнезему) поділяють на чотири *групи* – ультраосновні (30...44%), основні (44...53%), середні (53...64%) та кислі (64...78% SiO_2). Ультраосновні породи ще називають ультрабазитами, а основні – базитами.

5. У межах груп силікатних порід за сумарною кількістю лугів – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ виділяють *ряди* – нормальних, сублужних і лужних порід. Лужними вважають породи, які містять у своєму складі принаймні один лужний мінерал (фельдшпатоїд, лужний піроксен чи амфібол). У загальному випадку магматичний процес відбувається з накопиченням SiO_2 – кремнезему. У цьому разі кількість лугів і кремнезему в породах пов'язані між собою: що більше в породі кремнезему, то більше лугів. Для того, щоб у мінеральному складі породи з'явилися лужні мінерали, треба, щоб накопичення лугів випереджало накопичення кремнезему. Тому кількість лугів, яка відповідає появі в породі лужних мінералів і нижній межі поля лужних порід на діаграмі “луги–кремнезем” (рис. 5), поступово зростає від ультраосновних до кислих порід. На відміну від межі лужних порід, межа між породами нормального ряду та сублужними має в цій класифікації умовний характер і проводиться в одних випадках по появі мінералів, які містять луги у своєму складі (наприклад, появу калішпату в групі середніх порід вважають ознакою сублужних порід), а в інших – лише за кількістю лугів за результатами хімічного аналізу, тоді як мінеральний склад таких порід можна взагалі не розрізняти (останнє характерне для кислих порід). Вважатимемо, що в майбутньому класифікаційна границя між нормальними та сублужними породами ще уточнюватиметься.

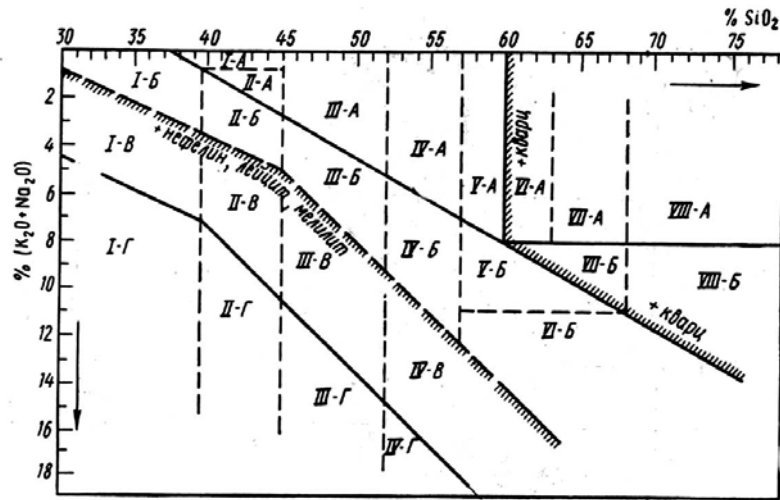


Рис. 5. Петрохімічні групи магматичних порід
за О. О. Маракушевим (12).

Поля на діаграмі належать до чотирьох рядів порід. А. Ряд лужноземельних порід охоплює поля: I-A – дунітів і перидотитів; II-A – пікритів; III-A – габро та базальтів, деяких піроксенітів; IV-A – габро-діоритів, андезитобазальтів, піроксенітів; V-A – діоритів і андезитів; VI-A – кварцових діоритів і андезитобазальтів; VII-A – гранодіоритів і дацитів; VIII-A – гранітів і ліпаритів. Б. Ряд лужних безфельдшпатоїдних порід і порід підвищеної лужності охоплює поля: I-B – кімберлітів і меймечитів; II-B – лужних пікритів; III-B – лужних габроїдів і базальтів; IV-B – монзонітів і трахіандезитобазальтів; V-B – сієнітів і трахітів; VI-B – лужних сієнітів і трахітів; VII-B – кварцових сієнітів і трахітів; VIII-B – лужних гранітів і пантелеритів. В. Ряд польовошпатово-фельдшпатоїдних порід: I-V – плагіоклаз-нефелінових якупірангітів і лімбургітів; II-V – базанітів; III-V – тералітів і тефритів; IV-V – нефелінових сієнітів і фонолітів. Г. Ряд безплагіоклазових фельдшпатоїдних порід: I-Г – тур'яїтів; II-Г, III-Г – йолітів і нефелінітів; IV-Г – хібінітів.

6. У межах рядів розрізняють *родини* магматичних порід. Родини є базовими підрозділами, які об'єднують *різновиди* порід. Під час виділення родин і їхніх різновидів застосовують низку додаткових мінеральних і хімічних ознак, які розглядатимемо в наступних розділах, коли описуватимемо родини. Перелік і положення родин силікатних порід у загальній класифікації подано у Таблицях основних видів магматичних гірських порід.

Коли описують і порівнюють породи, часто використовують, окрім класифікаційних назв, додаткові ознаки, які засвідчують наявність другорядних

мінералів або кількісні співвідношення породотвірних мінералів. Зокрема, широко застосовують терміни *меланократова*, *мезократова* та *лейкократова* порода, що відображає співвідношення між фемічними й салічними мінералами. У разі підвищеної кількості перших породи називають *меланократовою*, за підвищеної кількості останніх – *лейкократовою*. Для кожної групи порід ці кількісні співвідношення будуть різними. Породи, складені лише темнобарвними мінералами, називають *голомеланократовими*.

2. Основні поняття про будову магматичних порід

Поняття будови породи визначається співвідношенням компонентів, із яких складається порода. Будова породи несе важливу генетичну інформацію і визначати її потрібно для класифікації порід у кожному конкретному випадку. Термін “будова” породи містить поняття структура і текстура.

Структура порід залежить від: ступеня їхньої розкристалізованості; абсолютних і відносних розмірів компонентів; їхньої форми та співвідношень. Різні дослідники в різний час пропонували виділяти значну кількість структур; їхня систематика досі не розроблена. Тому ми наведемо лише найвідоміші, найхарактерніші структури (відповідні рисунки щодо ілюстрації наведених структур кристалічних порід містяться в розділі 4).

1. Ступінь кристалічності визначається швидкістю кристалізації, яка залежить від складу розплаву, глибини його застигання, насиченості леткими компонентами, температурного інтервалу кристалізації та інших чинників. За ступенем розкристалізованості розрізняють породи *повнокристалічні*, *напівкристалічні* та *склуваті*. Вулканічне скло – це переохолоджений в’язкий твердий розчин, у якому атоми та їхні групи розташовані безладно і не утворюють закономірно побудованої кристалічної ґратки (відповідно, у вулканічному склі не виникає явища двозаломлення). Структуру породи, складеної вулканічним склом, називають *вітрофіровою*. Однак цей стан нестабільний, і під час застигання лави або після її застигання (у твердому стані) часто відбувається розкристалізація скла. Цей процес називають *девітріфікацією*. У вулканічному склі кислого складу з’являються дрібні

(близько 0,005 мм) зародки кристалів – *кристаліти*, які ще не впливають на поляризоване світло.

За деякого збільшення розмірів (до сотих часток мм) кристаліти переходять у *мікроліти*, які становлять скелетні кристали і впливають на поляризоване світло (тобто виникає явище двозаломлення). Мікроліти мають волокноподібну форму, структуру таких напіврозкристалізованих порід називають *фельзитовою*. Часом мікроліти утворюють кульки з радіально-променистою будовою – *сфероліти*. У них вже можна визначити належність мікролітів до певного мінерального виду. Якщо мікроліти належать до одного виду (найчастіше до якогось із польових шпатів), то складені ними сфероліти називають ще *сферокристаллами*. *Псевдосферокристаллами* називають радіально-променисті утворення, складені мікролітами різних мінералів. За достатньої кількості таких сферолітів структуру породи називають *сферолітовою*. Розміри сферолітів здебільшого 2...3 см, у США (Колорадо) описані сфероліти діаметром понад 10 футів, тобто близько 3 м. У вулканічному склі основного складу внаслідок меншої густини розплавів процеси кристалізації заходять трохи далі; у радіально-променистих виділеннях добре розрізняють мікроліти плагіоклазу, проміжки між якими заповнені невеликим зернами піроксену. Такі утворення називають *варіолі*, а структуру – *варіолітовою*. Під час розкристалізації скла кулькоподібні сфероліти, чи варіолі виникають не завжди. Залежно від кількісних співвідношень скла та мікролітів виділяють кілька типів структур.

Гіалопілітова структура характерна для порід, які містять 70...95% скла. Різномірізовані мікроліти досить рівномірно насичують весь об'єм породи.

Мікролітова структура характерна для порід, які містять 40...70% скла. Мікроліти представлені лейстами плагіоклазу, призматичними або ізометричними зернами піроксенів.

Інтерсерціальна структура характерна для порід, які містять 20...40% скла, що зберігається у проміжках між мікролітами.

Перлітова структура – у вулканічному склі розвинута мікроскопічна

концентричношкаралупувата окремість, завдяки якій порода має переливчастий блиск, що нагадує перламутр.

Спініфекс структура – на фоні вулканічного скла містяться скелетні дендритоподібні (нагадують рослину) видовжені мікроліти олівіну та піроксену або одного з цих мінералів. Формування структури пов'язують зі швидким застиганням лави.

2. За абсолютною розмірністю зерен породи поділяють на *афанітові*, в яких наявність зерен не можна побачити неозброєним оком, та *кристалічні*. Серед кристалічних виділяють дрібнозернисті (розмір зерен менше 1 мм), середньозернисті (1...5 мм), грубозернисті (розмір зерен 5...50 мм) і гігантозернисті (розмір зерен понад 50 мм).

За відносними розмірами зерен породи поділяють на рівномірнозернисті та нерівномірнозернисті. Крайнім проявом нерівномірнозернистих є *порфіроподібні* структури плутонічних і *порфірові* структури вулканічних порід. Зовнішньо ці структури подібні між собою – на фоні рівномірнозернистої основної маси мінералів спостерігають більші за розмірами вкрапленики – кристали певного мінерального виду. Розміри вкраплеників можуть змінюватися від міліметрів до кількох сантиметрів. Термінологічні відмінності у цьому випадку відображають відмінності у генезисі вкраплеників. Порфірові вкрапленики вулканітів виникають першими під час кристалізації розплаву, натомість порфіроподібні вкрапленики плутонічних порід виникають на останніх стадіях застигання розплаву або навіть у післямагматичну стадію в твердому стані. Коли хочуть наголосити, що вкраплеників немає, щоб протиставити порфіровим і порфіроподібним структурам, то вживають термін *афірова* структура.

3. Найважливішу роль для класифікації порід і розуміння процесів їхнього утворення відіграють структури, які відображають ступінь відносної ідіоморфності кристалів (під час розгляду форм кристалів зазначалося, що вони можуть бути ідіоморфними, гіпідіоморфними та ксеноморфними) у породі та співвідношення їх між собою (наприклад, взаємопроростання або утворення облямівок одних мінералів навколо інших). Особливості цих структур тісно

пов'язані зі складом порід, тому для кожної групи останніх вживають різні терміни, наведені нижче.

Панідіоморфнозерниста структура характеризується добре вираженим ідіоморфізмом усіх мінералів. Ця структура трапляється у багатьох ультраосновних і основних мономінеральних породах (наприклад, в олівінітах, піроксенітах).

Сидеронітова структура характеризується відносним ідіоморфізмом фемічних мінералів і ксеноморфним характером рудних мінералів, які кристалізуються останніми та цементують раніше утворені фемічні мінерали. Ця структура трапляється лише в ультраосновних породах, наприклад, у рудних олівінітах, піроксенітах.

Габрова структура типова для основних порід, складовими частинами яких є основний плагіоклаз і фемічні мінерали – олівін, піроксен; вони утворюють досить рівновеликі зерна гіпідіоморфних чи неправильних обрисів. Різновид – мікрогаброва структура.

Офітова структура, порівняно з габровою, має чіткий ідіоморфізм плагіоклазу стосовно фемічних мінералів.

Габро-офітова структура є проміжною між габровою та офітовою.

Діабазова (субофітова) – типова для порід, у яких між видовженими ідіоморфними таблицями плагіоклазу розташовані досить крупні гіпідіоморфні зерна піроксену або олівіну.

Долеритова структура відрізняється від діабазової тим, що проміжки між кристалами плагіоклазу заповнені дрібнішими зернами фемічних мінералів, зазвичай піроксеном.

Пойкілоофітова структура характеризується наявністю у породі дрібних ідіоморфних лейст плагіоклазу, які входять до крупних кристалів фемічних мінералів (зазвичай піроксену, рідше олівіну або амфіболу).

Призматично-зернисту структуру мають породи середнього складу (діорити); вона зумовлена наявністю видовжених ідіоморфних зерен – найчастіше таблиць плагіоклазу та призм рогової обманки.

Монзонітова структура характеризується різким ідіоморфізмом

плагіоклазових кристалів стосовно калішпату за відсутності кварцу.

Гранітова (або гіпідіоморфнозерниста) структура найхарактерніша для кислих порід; кристали породотвірних темних мінералів і плагіоклазу відрізняються найбільш досконалими ідіоморфними обрисами; калієвий польовий шпат і кварц частково ідіоморфні (гіпідіоморфні) або ксеноморфні. Різновидом гранітової є *маргінаційна* структура, за якої крупні кристали калієвого польового шпату мають облямівки з альбіту, зрідка кварцу. Такі утворення називають *овоїдами* (структури таких порід називають ще овоїдними або рапаківі).

Аплітова (алотріаморфнозерниста) структура характерна для жильних порід кислого складу. При ній польові шпати і кварц, які становлять всю масу гірської породи, утворюють дрібні зерна неправильних ізометричних обрисів. В інших випадках таким самим породам може бути властива *мікрогранітова* структура, при якій таблички плагіоклазу мають ідіоморфні обриси.

Сієнітова структура – структура лужних порід, які містять ідіоморфні кристали фемічних мінералів і частково калішпату та ксеноморфні виділення альбіт-олігоклазу.

Оцелярова структура виникає у фельдшпатоїдних породах, які містять лейцит. Лейцит утворює кульки (ocelli), оточені кристаликами кольорових мінералів.

Реакційні структури виникають тоді, коли на межі між двома породотвірними мінералами або навколо одного з них розвинуті облямівки мінералу, який утворився на останніх стадіях кристалізації внаслідок реакційної взаємодії мінералів між собою або із залишковим розплавом. Часто такі структури називають *друзитовими* (від слова *друза*). Однією з відмін реакційних структур є *келіфітові* – кристали мають облямівку, яка складена з радіально променистого агрегату вторинних мінералів (хлориту, актиноліту та ін.).

Пойкілітовими називають структури, коли один крупний кристал (пойкілокристал) або грубокристалічний агрегат містить досить дрібні зерна та кристали (ксенокристи) іншого мінералу. Відміною таких структур є

гранофірові або *мікронегматитові* структури, для яких характерні взаємні проростання кварцу та польових шпатів (інколи інших мінералів).

Петельчаста (сітчаста) структура – новоутворені вторинні мінерали заміщують первинні зерна по системі тріщин, які перетинають первинну породу в кількох напрямках.

Текстура порід визначається характеристиками вже не окремих мінералів, а їхніх груп, і розташуванням таких груп у просторі. На характер текстур впливають особливості кристалізації магматичних порід, спосіб заповнення розплавом магматичної камери та зовнішні (тектонічні фактори).

Текстури поділяють на *однорідні*, *такситові* та *сферичні*. В *однорідних* текстурах рівномірно розподілений мінерал по всьому об'єму породи. У *такситових* текстурах наявні в породі певні ділянки, які відрізняються від інших кількістю або розмірами певних мінералів. Серед такситових текстур виділяють дві головні відміни – *смугасті* та *шлірові*. *Шлірами* називають плями лінзоподібної, кутастої, неправильної форми, збагачені певним мінералом. Найчастіше вони виникають на місці перероблених (частково переплавлених або заміщених унаслідок хімічних реакцій) включень вмісних порід, захоплених магматичним матеріалом. При достатньо інтенсивній переробці всі мінерали таких включень замінюються мінералами магматичної породи, і в ній залишаються лише “тіні” включень – трохи збагачені фемічними мінералами ділянки без чітких обрисів.

Сферичні текстури зумовлені концентрацією мінералів навколо певних центрів кристалізації. Наприклад, навколо кристала піроксену чи амфібола можуть концентруватися кристали плагіоклазу. Нерідко трапляються групи з кількох кристалів фемічних мінералів, які, ймовірно, виникали внаслідок злипання кристалів під час їхнього утворення. Такі текстури називають *гломерокристалічними*, хоча, можливо, їх правильніше було би вважати не текстурними, а структурними ознаками. Основні ефузиви, які виливаються на дно водних басейнів, часто мають *кулясту будову*. Породи складаються зі сфероїдів – куль, діаметром від десятків сантиметрів до метрів. Кожен сфероїд – ніби окрема крапля розплаву, яка кристалізувалася незалежно від інших.

Центральні частини сфероїдів зазвичай краще розкристалізовані порівняно з периферичними. Порожнини, які були спочатку заповнені леткими компонентами, також розташовані в таких сфероїдах концентрично. Проміжки між сфероїдами переважно заповнені вторинними низькотемпературними мінералами, а часом навіть осадовим матеріалом.

Такситові текстури в багатьох випадках відображають процеси переміщення магматичного матеріалу – флюїдальні текстури в лавах і трахітоїдні у плутонічних породах. У разі *флюїдальних текстур* в межах одного потоку виокремлюються різні струмені лави, які відрізняються формою поверхні застигання або різною кількістю летких компонентів чи інших домішок, що дає змогу розрізняти такі струмені і після застигання лави. *Трахітоїдні текстури* зумовлені субпаралельною орієнтацією таблицеподібних кристалів (найчастіше польових шпатів) уздовж певних площин, які відображають напрямок руху розплаву (це нагадує процес лісосплаву). Під впливом тектонічних рухів мінерали в магматичному розплаві та вже застиглих магматичних породах орієнтуються перпендикулярно до напрямку тиску, тобто також субпаралельно. На відміну від трахітоїдних текстур, субпаралельне орієнтування охоплює всі мінерали; у цьому разі виникають *гнейсоподібні текстури*, які нерідко переходять у смугасті.

3. Приклади мікроскопічного опису магматичних гірських порід

Приклад опису інтрузивної породи. Головні мінерали: плагіоклаз - 35%, ромбічний піроксен - 30%, моноклінний піроксен - 20%, олівін - 10%; другорядні: апатит - 1%, магнетит - 4%. Кількісний склад визначений візуально.

Плагіоклаз. Утворює крупні (1-2 мм) зерна таблитчастої форми. Двійникова структура виражена добре (являє собою полісинтетичні двійники), $n_g - n_p = 0,006$. Простежується спайність, що перетинається під кутом 87° . За кутом згасання N_p : $[010]$ в перерізі $\perp (100)$, що дорівнює 30° , плагіоклаз визначений як лабрадор (№ 60). По зернах плагіоклазу, переважно в їхніх центральних

частинах, слабо розвинута сосюритизація.

Ромбічний піроксен - це видовжено-призматичні кристали (до 1-3 мм завдовжки) з добре вираженою спайністю в одному і двох (перетинаються під кутом 91°) напрямках. Згасання пряме, знак видовження додатний, $n_g - n_p = 0,012$.

По периферії зерен ромбічного піроксену реакційно розвивається моноклінний піроксен. Моноклінний піроксен щодо ромбічного ксеноморфний, розміри зерен змінюються від 1 до 2 мм. Спайність виражена чітко, кут спайності дорівнює $86-87^\circ$; $n_g = n_p = 0,026$, кут $c:N_g = 35-37^\circ$.

Олівін утворює призматичні зерна (до 1-1,5 мм завдовжки), спайність виражена слабо. Згасання пряме, знак видовження додатний, $n_g - n_p = 0,035$. По краях деяких зерен олівіну простежується його заміщення (реакційне) ромбічним піроксеном.

Апатит утворює видовжено-призматичні зерна (розмір 0,2x1,5 мм). Згасання пряме, знак видовження від'ємний, $n_g - n_p = 0,003$.

Магнетит утворює переважно неправильної форми зерна, які розміщені поблизу зерен піроксенів та олівінів. У відбитому світлі вони сірого кольору.

Структура породи габрова (однаковий ідіоморфізм піроксенів, олівіну та плагіоклазу). Назва породи **олівіновий габро-норит**.

Приклад опису ефузивної породи. Головні мінерали: плагіоклаз, гіперстен, авгіт, вулканічне скло; другорядні: рудний мінерал (магнетит). Вкрапленики представлені плагіоклазом, гіперстеном, авгітом (візуально становлять 40% усього об'єму породи).

Плагіоклаз утворює ідіоморфні таблитчасті кристали полісинтетично здвоєні, з добре вираженою спайністю; часто зональні. Розмір кристалів від 1x2 до 2x3 мм. У деяких кристалах плагіоклазу простежуються розплавлені включення. За кутом згасання N_p' : $[010]$ в перерізі $\perp (100)$, що дорівнює 25° , плагіоклаз відповідає лабрадору (№55).

Гіперстен утворює ідіоморфні видовжені (0,5x2 мм) призматичні кристали з чітко вираженою спайністю. Плеохроює за біотитовою схемою: N_g - світлий голубувато-зелений, N_p - блідо-рожевий; згасання пряме, знак

видовження додатний, $n_g - n_p = 0,014$.

Авгіт у вигляді дрібних (0,2-0,5 мм у поперечнику) зерен світло-буруватого кольору з тріщинами спайності й окремої. Часто трапляються зерна зі спайністю у двох напрямках із кутом, близьким до прямого. Іноді простежуються прості двійники. Слабо плеохроє у світло-бурих (по N_g) і блідо-рожевих (по N_p) тонах. Згасання косе, кут $c:N_g = 44^\circ$, $n_g - n_p = 0,022$.

Основна маса представлена вулканічним склом, лейстами плагіоклазу, поодинокими зернами моноклінного піроксену і рудним мінералом; візуально становить 60% усього об'єму породи. Вулканічне скло (IV група) формує більшу частину основної маси, має світло-коричневий колір, ізотропне. У вулканічному склі орієнтовно розміщені лейсти плагіоклазу (розміром 0,2-0,5 мм) і поодинокі ізометричні зерна (до 0,2-0,3 мм) моноклінного піроксену (авгіту). По всій масі вулканічного скла нерівномірно розсіяні зерна рудного мінералу з квадратними перерізами, у відбитому світлі сірого кольору (магнетит?).

Структура породи порфірова, основної маси - пілотакситова. Назва породи - **двопіроксеновий андезит**.

Основні закономірності парагенезисів породотвірних мінералів магматичних порід:

кварц не може бути разом із фельдшпатоїдами (нефеліном, лейцитом, нозеаном);

олівін майже не трапляється з кварцом, калішпатом, кислим плагіоклазом, біотитом (за винятком фаяліту - залізистого олівіну);

лужні амфіболи і піроксени бувають із нефеліном, калішпатом, авгітом, дуже рідко з кварцом (лужні граніти, грорудити);

зелена рогова обманка розповсюджена в кислих і середніх інтрузивних породах (з кварцом, плагіоклазом кисло-середнім, біотитом) і супроводжується сфеном та в основних породах (з плагіоклазом основним, піроксеном, олівіном);

мусковіт не трапляється з піроксеном і роговою обманкою;

базальтична рогова обманка розповсюджена в кайнотипних ефузивах тільки у вкраплениках, часто опацизована;

у породах нормального (вапняковисто-лужного) ряду рогова обманка

обростає піроксеном, у лужному ряді - лужний амфібол обростає облямівкою лужного піроксену;

лейцит розвинутий тільки в кайнотипних ефузивних породах, в палеотипних - переходить у псевдолейцит (псевдоморфози нефеліну і калішпату по лейциту);

санідин трапляється тільки в кайнотипних ефузивах, у палеотипних він переходить в ортоклаз.

4. Основні структури і таблиці для визначення видів магматичних порід

Таблиця 1

Класифікація і характеристика ультраосновних порід нормального ряду

1. Плутонічні

Родини гірських порід	Олівінітів-дунітів		Перидотитів				Піроксенітів – горнблендитів*	
Типоморфні мінерали родини	Ол		Ол (фа 5 - 80), Рп (енстатит, бронзит, гіперстен), Мп (діопсид)				Рп, Мп, ± Ро	
Види гірських порід	Олівініт	Дуніт	Гарцбургіт	Лерцоліт	Верліт	Роговообманковий перидотит	Піроксеніт	Горнблендит
Типоморфні мінерали видів	Ол, Мгн	Ол, Хр	Ол, Рп	Ол, Рп, Мп	Ол, Мп	Ол, Рп, Мп, Ро	Рп, Мп, ± Ол, Ро	Ро, Ол, ± Пі
Граничний вміст мінералів, об., %	Ол 90-100 Мгн <10 (>5), Рп, Мп<5	Ол 90-100 Хр <5, Рп, Мп<5	Ол 40-90 Рп 10-60 Мп <10 Ро<5	Ол 40-90 Рп 10-50 Мп 10-50 Ро <5	Ол 40-90 Мп 10-60 Рп 10, Ро<5	Ол 30-70, Рп+Мп –10-50, Ро 10-40	Рп 50-100 Мп 50-100 Ол 5-40 Ро <10	Ро 50-100 Мп 100 Рп
Структура	Панідіоморфнозерниста сидеронітова, петельчаста, (серпентинізовані породи)		Панідіоморфнозерниста, гіпідіоморфнозерниста з різко вираженим ідіоморфізмом Ол, петельчаста (серпентинізовані породи)					
Різновиди за мінералогічними особливостями								
Пл до 5%			Плагіоклазовий					
гранат до 50%			Гранатовий					
							Кортландит (Пір+Ро) Шпрісгейміт (Ол +Ро)	Рп=Мп – вебстерит, енстатит,

2. Вулканічні

Родини гірських порід	П і к р и т і в		
Типоморфні мінерали родини	Ол (фа 10), Мп (діоп.- авт., авт., тітанавт.), ± Ро (базальтична)		
Види гірських порід	Меймечит	Пікрит	Коматііт
Типоморфні мінерали видів	Ол, Мп	Ол, Мп, Ро	Ол, Мп (Мг-піжоніт)
Мінеральний склад видів	Вкрапленики - Ол; Осн.маса- Мп, Ол, Мгн, ± скло	Вкрапленики - Ол, Мп, ±Ро, Бі(флг); Осн.маса - Мп, Ол, Ро, Пл, Мгн, ± скло	Вкрапленики - Ол, Мп; Осн.маса - Мп, Ол, Ро, Пл, Мгн, ± скло
Різновиди видів за мінеральними особливостями :			
- вміст Ол 60-75%	багатий на олівін		
- вміст Ол 25-35%	бідний на олівін		
- вміст Ро до 10 %		Піроксен - роговообманковий	
- вміст Флог (Бі) до 10 %		Флогопіт - піроксеновий	
За ступенем кристалічності: склувата або криптокристалічна основна маса	Порфіровий	Порфіровий	Порфіровий, афіровий
повна розкристалізована основна маса	Порфіроподібний	Порфіроподібний	
Характерні особливості видів	Порфірові (порфіроподібні) - для кристалічнозернистих різновидів (структури зумовлені наявністю фенокристалів Ол серед мікролітової або склуватої основної маси. Вторинні продукти - серпентин.	Порфірові та порфіроподібні структури з різким ідіоморфізмом Ол (Мп). Вторинні продукти - серпентин, хлорит карбонат, цеоліти.	Специфічна структура загартування - "спініфлекс" - визначається розвитком дендритоподібних, радіально або хаотично розміщених зерен Ол (Мп), інтерстиції виповнені дрібними скелетними кристалами Мп, Мгн, Хр, девітрифікованим скло.

* - родина піроксенітів – горнблендитів за хімічним складом віднесена до групи основних порід [7], за мінеральним складом (наявність тільки фемічних мінералів і відсутність плагіоклазів) вона тяжіє до групи ультраосновних порід.

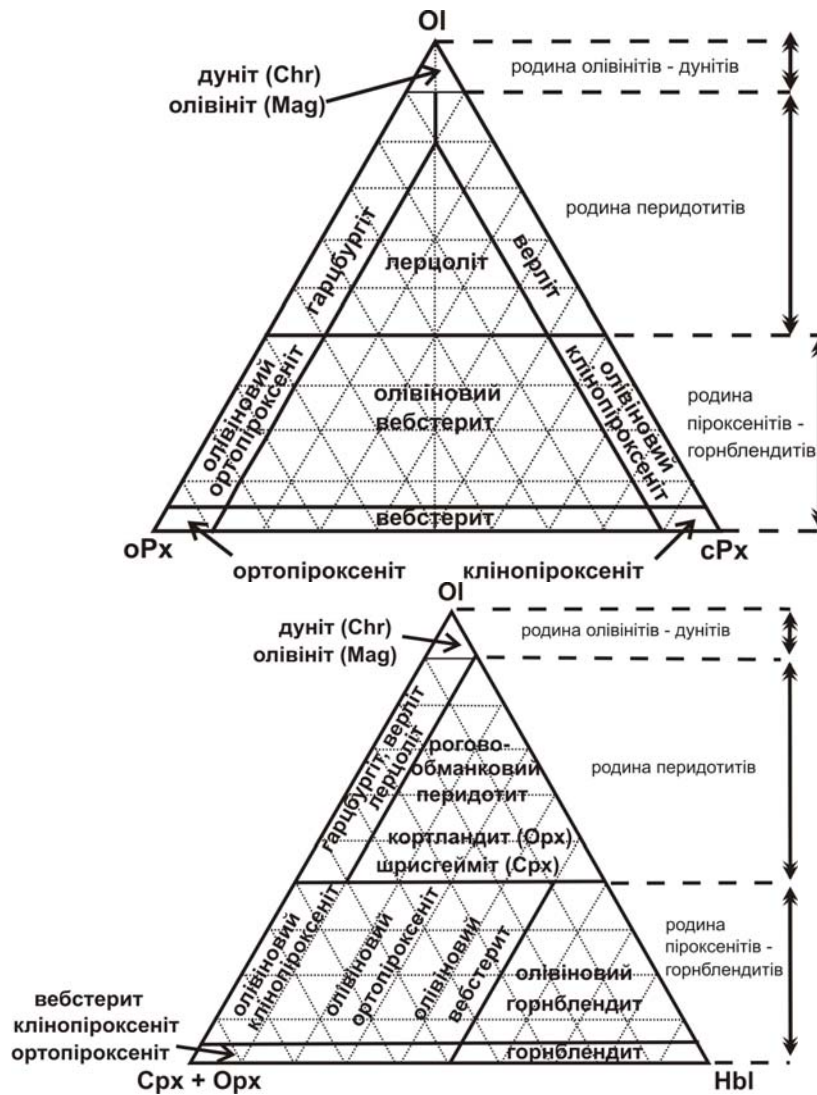


Рис. 6. Поля складу ультраосновних і основних ультрамафітів на трикутних діаграмах. Курсивом показано різновиди гірських порід, що належать до даного виду

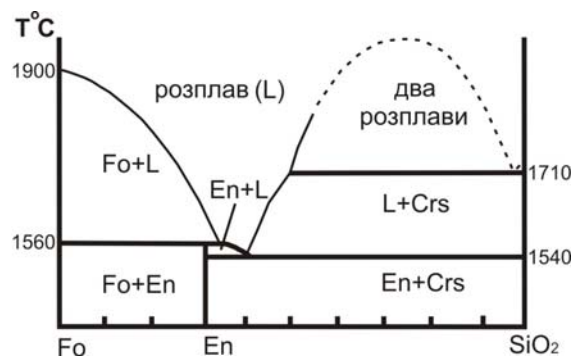


Рис. 7. Система Fo – SiO₂. За умов перекристалізації Fo у перитектиці відбувається реакція розплав + Fo = En, у результаті якої утворюється вінцева структура – обростання оплавлених зерен OI з каймою Orx



Рис. 8. Олівініт. Структура панідіоморфна. Порода складена свіжими ідіоморфними зернами ОІ з тонкими прожилками Srp та невеликої кількості Mag; d = 2 мм [Половинкина, 1966; рис. 90]

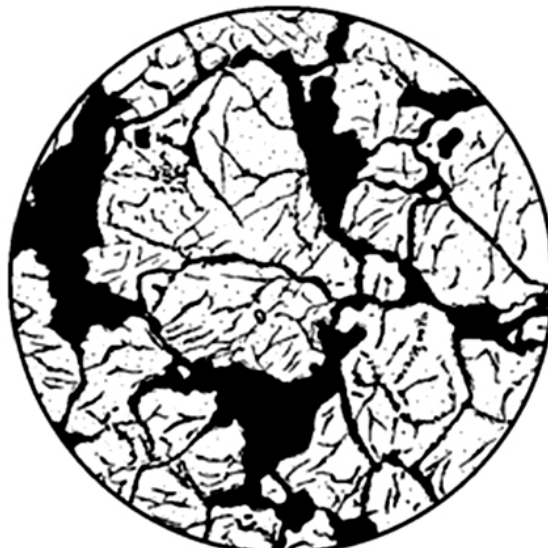


Рис.9. Олівініт магнетитовий. Структура сидеронітова. Тімаг «цементує» зерна ОІ; d = 4.7 мм [Заварицький, 1961; рис. 101]



Рис. 10. Дуніт серпентинізований Серпентин (волокнистий хризотил, утворює мережу, в петлях якої «ув'язнюються» реліктові зерна ОІ. Структура петельчаста, у ділянках інтенсивнішої серпентинізації тонковолокниста; d = 4 мм [Половинкина, 1966; рис. 91]



Рис. 11. Дуніт. Структура петельчаста. Порода утворена різнорозгалуженими зернами ОІ, які знівечені тріщинами. Тріщини заповнені Srp різних генерацій. Пізні прожилки часто містять пилоподібний рудний матеріал. Крупніші кристали Mag і Chr розподілені у породі неупорядковано; d = 3,1 мм [Ляпін, 1997; рис. 209]



Рис. 12. Серпентиніт. Структура решітчаста. Смужки, які перетинаються, складені поперечнорозташованими волокнами Ctl і обумовлюють решітчасту структуру. Проміжки між ними виповнені однопластинчастим Atg; d = 4 мм [Половинкина, 1948; рис. 85]



Рис. 13. Серпентиніт. Бастит утворює псевдоморфози по бронзиту. Зона вторинного рудного мінералу оконтурює границі зерен Ol заміщеного Atg; d = 2,5 мм [Вільямс та ін., 1957; рис. 24]

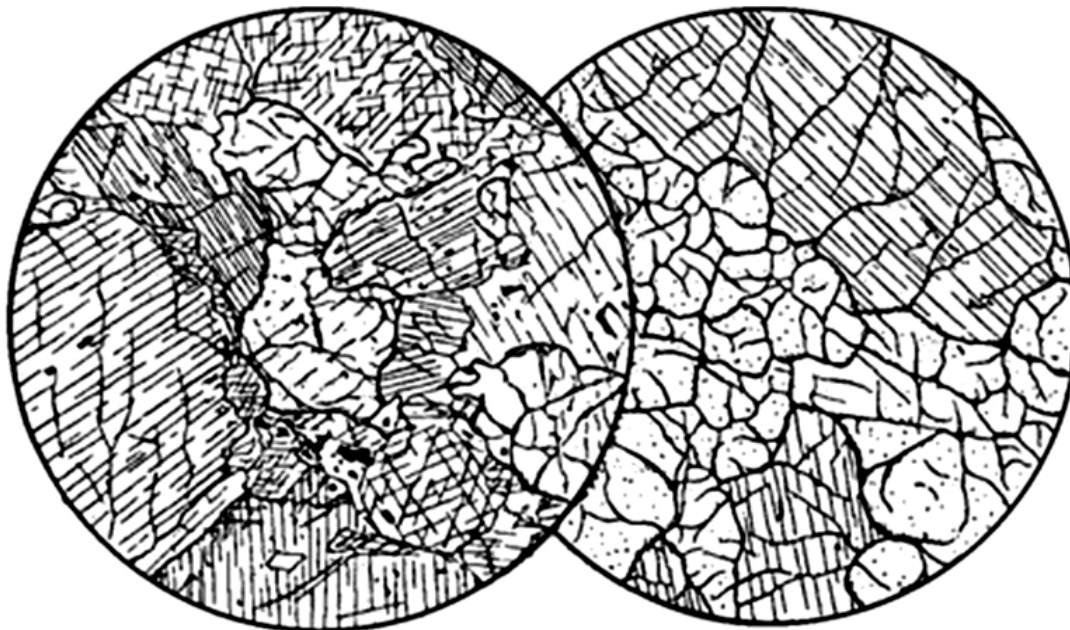


Рис. 14. Верліт. Між великими зернами діалегіту «затиснені» ксеноморфні зерна Ol. На межі зерен розвивається кайма безбарвного Am; d = 2,3 мм [Заварицький, 1961; рис. 94, а]

Рис. 15. Гарцбургіт. Ol та великі зерна Орх d = 4 мм [Заварицький, 1961; рис. 95, б]



Рис. 16. Верліт. Структура пойкилітова. Порода складена крупними, частіше ідіоморфними зернами Aug, у які включені численні ізометричні й овальні індивіди Ol. Срх характеризується перервною спайністю. Ol тріщинуватий. По тріщинах розвивається Spx. Рудні зерна дрібні та нечисленні. $d = 3,1$ мм. [Лапін, 1997; рис. 49]



Рис. 17. Гарцбургіт серпентинізований. Складений ксеноморфними зернами Ol та ідіоморфними кристалами Орх різних розмірів. Зерна Ol пронизані прожилками Spx. По Орх розвивається бастит і Chl, серед яких трапляються релікти Орх. $d = 5$ мм. [Лапін, 1997; рис. 157]



Рис. 18. Шрисгейміт. Структура пойкилітова. Порода складена крупними (2-3 см) зернами Hbl, які містять включення Ol, слабкосерпентинізованого з дрібними включеннями рудного мінералу $d = 5,5$ мм [Половинкина, 1966; рис. 89]



Рис. 19. Шрисгейміт. Структура пойкилітова. Порода складена Hbl і Ol. Останній майже завжди має овальні, наче оплавлені форми і включений у крупні кристали



Рис. 20. Меймечит. Олівіноофітова структура. Вкрапл. частково-серпентинізованого ОІ у мікролітовій о.м. – Срх, Маг невелика кількість скла; d = 4 мм [Заварицький, 1961; рис. 104]



Рис. 21. Пікрит. Гіпідіоморфнозерниста структура Срх, ОІ трішки РІ в різкоксеморфних зернах; d = 3,5 мм [Заварицький, 1961; рис. 103, а]

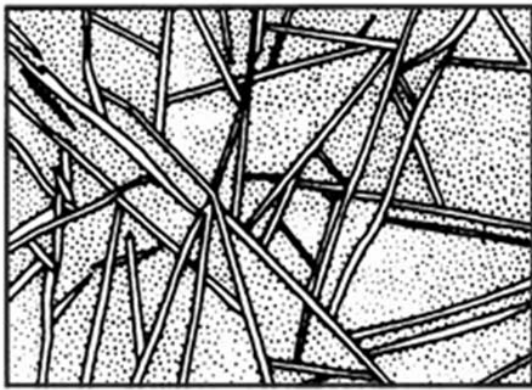


Рис. 22. Структура спеніфекс. Витягнуті скелетні зерна ОІ на фоні серпентинізованої о. м. (точки); ширина поля зору 3 см [Петрографія ... 2001; рис. 3.2]

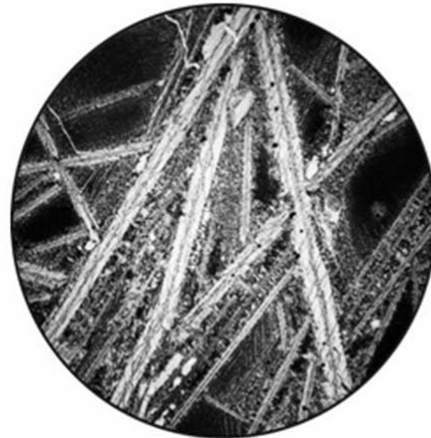


Рис. 23. Шлак Норільського металургічного комбінату. Видовжено-пластинчасті скелетні дендритові кристали ОІ занурені у скловату о. м. (структура спеніфекс); без аналізатора; d = 3,5мм (взірець В.В. Рябова)



Рис. 24. Клінопіроксеніт рудний (косьвіт) Срх і Тімаг; сидеронітова структура; d = 5,3 мм [Заварицький, 1961; рис. 87, а]



Рис. 25. Горнблендит Hbl, зліва поодиноке зерно Pl; d = 2,3 мм [Заварицький, 1961; рис. 92, б]



Рис. 26. Ортопіроксеніт. Крупні короткопризматичні зерна гіперстену, між якими містяться поодинокі різко ксеноморфні зерна основного плагіоклазу; d = 4,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 90]



Рис. 27 Клінопіроксеніт (діалагіт). Типова панідіоморфна структура. Порода складена лише Срх (діалагітом); d = 4,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 88, а]

Таблиця 2

Класифікація і характеристика основних порід нормального ряду

1. Плутонічні

Родини гірських порід	Г а б р о ї д і в				
Типоморфні мінерали родини	Пл., Рп, Мп, ± Ол, Ро				
Види гірських порід	Габро	Норит	Габронорит	Троктоліт	Анортозит
Типоморфні мінерали видів	Пл, Мп	Пл, Рп	Пл, Рп, Мп	Пл, Ол	Пл. (50 - 90)
Граничний вміст мінералів, (об., %)	Пл. 35 - 65, МП 35 - 65, Рп, Ол, Ро < 5	Пл 35 - 65, Рп 35 - 65, Мп, Ол, Ро < 5	Пл 35 - 65, Рп 5 - 60, Мп 5 - 60, Ол, Ро < 5	Пл 35-65, Ол 35 - 60, Рп, Мп < 10, Ро < 5	Пл. 90- 100, Рп, Мп, Ол < 10
Структура, текстура	Олівінові : габро, норити, габронорити - Ол 5-35. Текстури такситові, смугасті. Габро має габрову, габроофітову структуру; норити - норитову структуру, яка відрізняється від габрової більшим ідіоморфізмом мінералів і відсутністю офітових співвідношень між Пл і Рп (Мп). В Ол-норитах часто вінцева структура				Панідіоморфно-зерниста
Різновиди:					
Пл 10-35 (індекс фемічності М 60-90)	Меланогабро	Меланонорит	Мелано-габронорит	Меланотроктоліт	Анортит, бітовнітит
Пл 65-90 (М 10-35)	Лейкогабро	Лейконорит	Лейкогабронорит	Лейкотроктоліт (фореленштейн)	Лабрадорит

2. Вулканічні

Родини гірських порід	Пікрито-базальтів, пікрито-долеритів	Базальтів і долеритів			
Типоморфні мінерали родини	Ол, Мп (піжоніт, авгіт), Рп	Пл, Мп (піжоніт, піжоніт-авгіт, авгіт, діопсид-авгіт), $\pm$ Ол, Рп			
Види гірських порід	Пікрито-базальт, пікрито-долерит	Ол базальт, Ол долерит	Базальт, долерит	Лейкобазальт, лейкодолерит	Гіперстеновий базальт
Типоморфні мінерали видів	Ол, Мп, Рп, $\pm$ скло, Бі	Ол, Пл(50-80), Мп, Ол, $\pm$ скло	Пл (№40-70), Мп	Пл (№40-90), Мп $\pm$ скло	Пл (50-90), Мп, Рп, $\pm$ скло
Граничний вміст мінералів, об., %	Ол 25-60, Пл 35, Мп 15-25, Рп 10-15, Руд.м. 2-5, $\pm$ Бі, скло до 40 (у базальтах)	Пл 35-65, Мп 25-65, Ол 5-15, Руд.м. 3-5, палагоніт 0-20, $\pm$ Ро, Бі; скло до 50 (у баз-тах)	Пл 45-65, Мп 25-55, Ол 5-15 Руд.м. 2-10, палагоніт 0-30, $\pm$ Кв. (гранофір), $\pm$ Ро, Бі, скло < 30 (у баз.)	Пл 50-70, Мп 10-35, Ол 0-2, Руд. м. 3-15, Кв. (гранофір 2-5), скло до 30 (у баз-тах)	Пл 45-60, Мп 30-40, Рп 2-10, Ол 4-5, Руд.м. 1-2, скло 8-10
Структура базальтів	Порфірова, гіалопілітова	Мікропорфірова, долеритова, інтерсерціальна, пойкилоофітова	Порфірова, афірова, інтерсерціальна, пойкилоофітова	Порфірова, інтерсерціальна, вітрофірова, офітова	Порфірова з гіалопілітовою основною масою
Структура долеритів	Пойкілітова, сегрегаційна	Пойкілітова, пойкилоофітова, габроофітова	Долеритова, пойкилоофітова, офітова, мікропегматитова	Габроофітова, мікропегматитова, офітова	

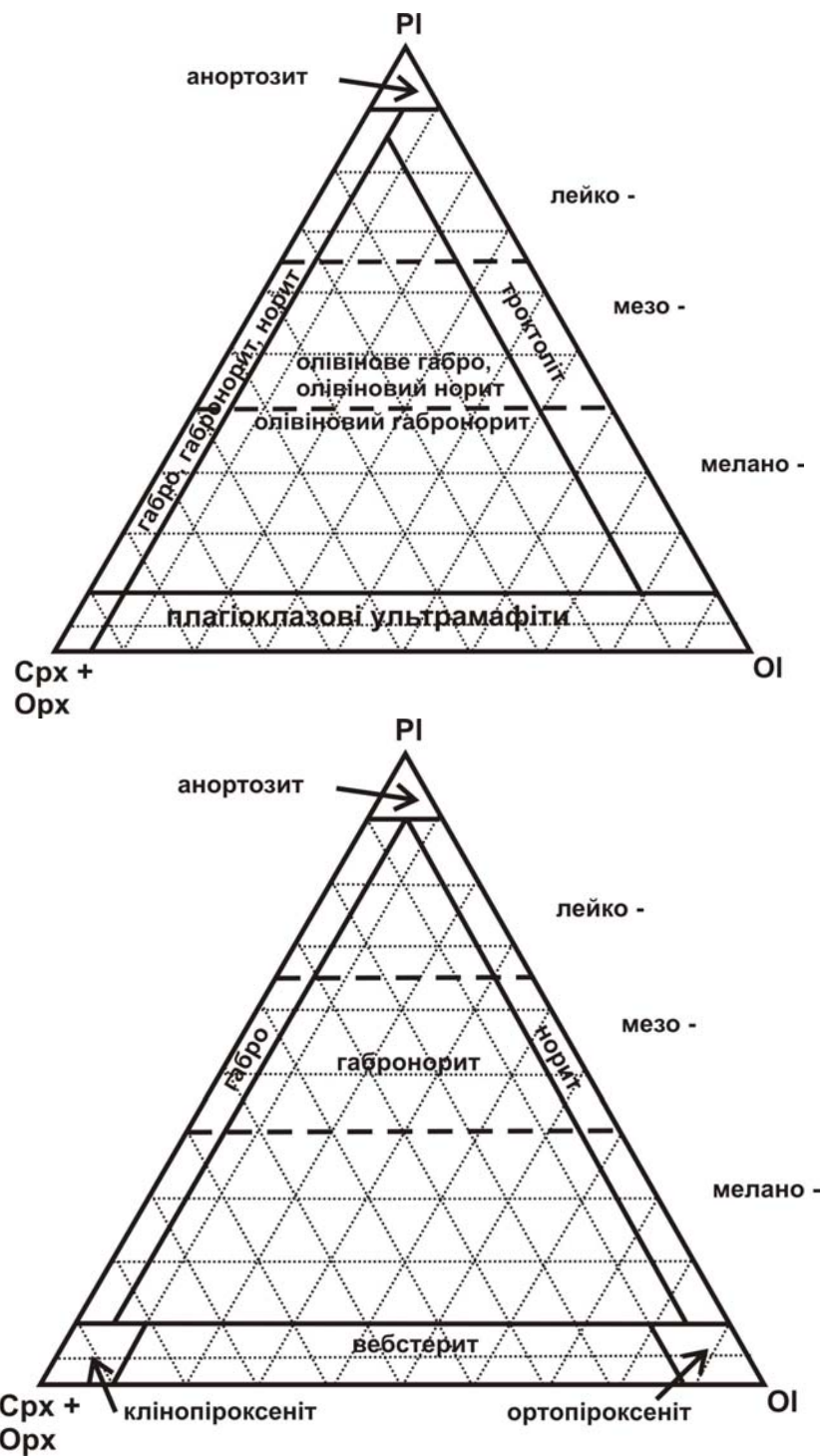


Рис. 28. Поля складу основних плутонічних гірських порід нормального ряду на трикутних діаграмах. Штрих-пунктиром показані межі різновидів гірських порід, а їхні назви вказані курсивом

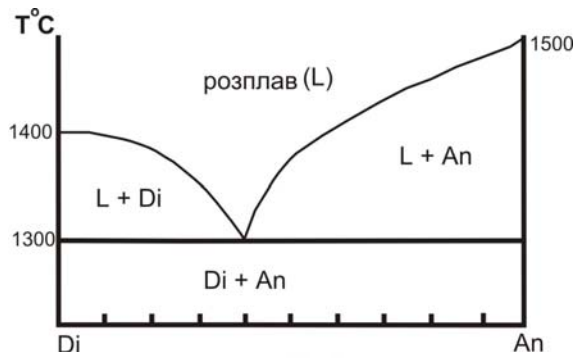


Рис. 29. Фазова діаграма системи Di-An. Діаграми ряду інших залізомагнезійних мінералів з Pl є подібними до цієї. Багато базальтів мають склад, близький до евтектичного



Рис. 30. Структури: а – габрова: алотріоморфнозерниста, рівномірнотзерниста; б – габрова: зерна темноколірних мінералів ідіоморфніші за зерна Pl; габроофітова. Помітно видовжені таблиці Pl, які ідіоморфніші за зерна темноколірних мінералів [Деньгін, 1934; рис. 98]



Рис. 31. Габронорит. Структура офітова (діабазова): видовжені ідіоморфні кристали Pl частіше різноорієнтовані; у проміжках ксеноморфні зерна темноколірних мінералів. Сrx утворює кайми навколо зерен Орх – знизу зліва (вінцева структура). Обидва Рх оточені тонкою каймою з дрібних зерняток зеленкуватого амфіболу; d = 7 мм [Заварицький, 1961; рис. 56, а]



Рис. 32. Олівіновий норит. Орх (бронзит), Ol (зверху) та основний Pl. Невеликі групки сосюриту (зліва). Типова габроофітова структура; d = 7 мм [Заварицький, 1961; рис. 55, а]



Рис. 33. Ферогабро трахітоїдне: орієнтоване розташування довгих індивидів Pl і Рх. Структура офітова, подекуди переходить у габрову. Характерною особливістю є висока залізистість Рх і високий вміст рудного мінералу; d = 4 мм [Половинкина, 1966; рис. 12]



Рис. 34. Долерит олівіновий. Структура поїкілообфітова: поїкілітові включення зерен Ol і лейст лабрадору у Срх. Розмір шліфа 6 x 9 мм [Хетч та ін., 1975; рис. 114]



Рис. 35. Меланотроктоліт (тилаїт). Габрова структура. Основний Pl, Срх, Ol і трохи Mag. Помітне переважання кольорових мінералів над Pl; d = 4,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 61, а]



Рис. 36. Анортозит. Складений лише основним Pl; Алотріоморфна структура; ніколі схрещені; d = 4 мм [Заварицький, 1961; рис. 62]

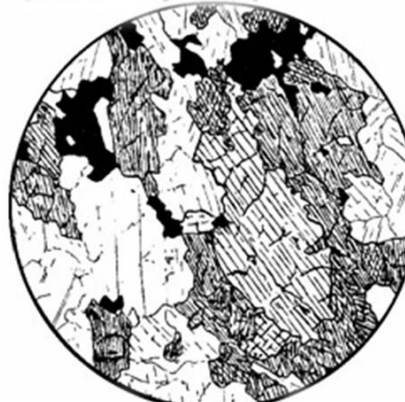


Рис. 37. Габро роговообманкове. Основний Pl, бурувато-зелена Hbl, Срх (світле зерно у центрі). Структура габрова; d = 3 мм [Заварицький, 1961; рис. 60 а]



Рис. 38. Габро олівінове, наближене до троктоліту. Основний Pl, який обростає вузькими каймами Срх. Структура породи габрова, вінцева; d = 4 мм [Половинкина, 1966; рис. 2]



Рис. 39. Габро метаморфізоване (друзит). Типова келіфітова структура. Залишки Срх (зверху справа) оточені вторинним безбарвним амфіболом і Grt; $d = 4$ мм [Заварицький, 1961; рис. 64, а].
Терміни *вінцева*, *келіфітова*, *коронітова*, *друзова* структури багатьма авторами розглядаються як синоніми

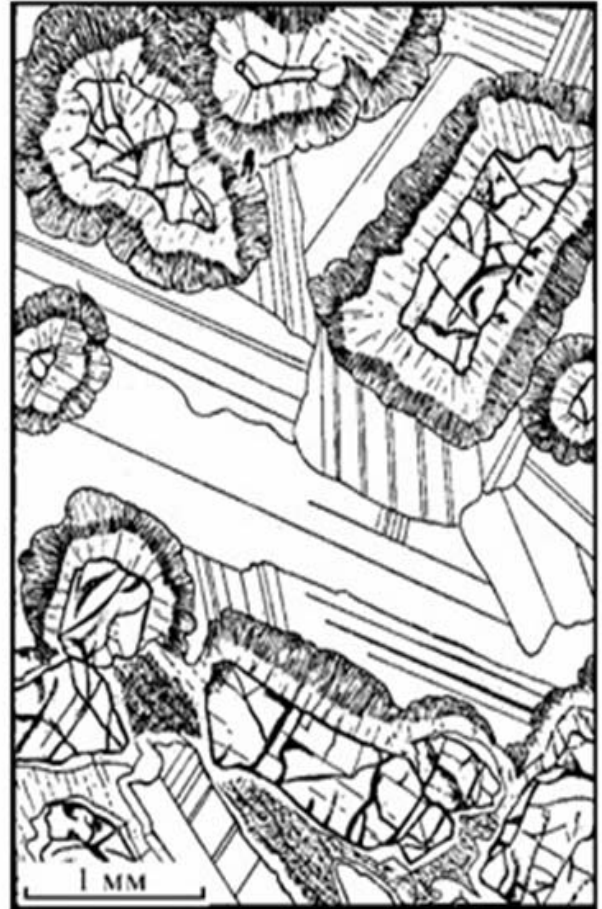


Рис. 40. Габро олівінове. Навколо Ol келіфітові оторочки; внутрішня зона представлена Орх, зовнішня Cum (інколи в асоціації з зеленою Spl), Aug не вказаний [Хетч та ін., 1975; рис. 118]



Рис. 41. Норит. Текстура куляста. Ядра сфероїдів і ділянки породи, що їх зв'язують, мають однаковий мінеральний склад і однакову зернисту структуру нориту. Ядра сфероїдів у периферійній частині стають лейкократовими, а згодом обростають трьома вузькими меланократовими зонами, які розділені зонами лейкократового складу [Половинкина, 1966; рис. 7]

Рис. 42. Корсит. Лейкократове роговообманково-анортитове габро (евкрит) з кулястою, орбікулярною текстурою. Сфероїди (кулі, орбікули) мають концентрично зональну будову, яка обумовлюється чергуванням шарів Pl і Hbl або Px. близько $\frac{3}{4}$ натуральної величини [Заварицький, 1961; рис. 51]. Один із численних синонімів корситу – наполеоніт



Рис. 43. Гіалобазальт. Структура породи вітропорфірова, структура о. м. вітрофірова (гіалінова). У склі різновеликі кристали Pl, Ol, Srx оточені темно-бурими каймами палагоніту; d = 3,1 мм [Лапин, Фролова, 1992; рис. 201]

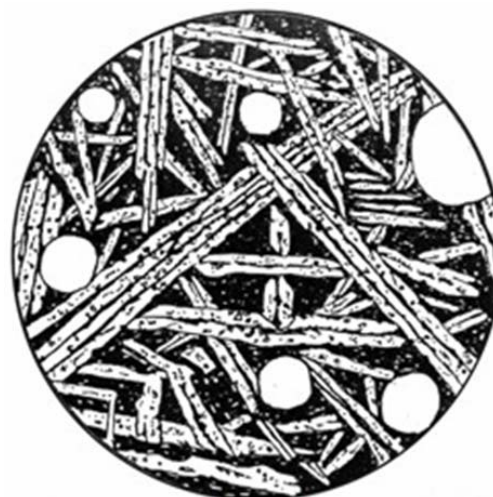


Рис. 44. Базальт. Структура породи афірова, комбінована інтерсертально-пакова; між кристалами Pl скло. Pl заміщується Ep і Chl. Текстура пориста; d = 3,1 мм. Атлантичний океан, хребет Китовий [Лапин, Фролова, 1992; рис. 75]



Рис. 45. Базальт олівіновий. Структура породи олівінофірова. Поеднання двох структур о. м. – мікропайкілофітової і інтерсертальної; d = 4 мм [Половинкина та ін, 1948; рис. 80]



Рис. 46. Базальт олівіновий. Структура породи олівін-піроксенофірова, гломеропорфірова. Вкрапл Орх, Сrx, опацизованого Ol. О. м. гіалопілітова; d = 3,1 мм. Канарські острови [Лапин, Фролова, 1992; рис. 91]



Рис. 47. Базальт. Структура о. м. мікродолеритова: між різковидовженими неупорядковано розташованими індивідами Pl, згромадження малих зерен Срх. Текстура мигдалекамія. У мигдаликах Chl або Chl і рудний мінерал; d = 6,7 мм. Зеленомиський розлом [Лапин, Фролова 1992; рис. 23, а]



Рис. 48. Базальт олівіновий. Структура породи афірова о. м. гіалопілітова; складена Pl, Срх, Ol. Розщеплені на кінцях лейсти і мікроліти Pl («рогаті» скелетні кристали), а також дрібнесенькі агрегати Срх свідчать про майже миттєву кристалізацію; d = 1,8 мм. Західно-австралійська котловина [Лапин, Фролова, 1992; рис. 50]



Рис. 49. Спіліт. Структура апоінтерсертальна; d = 4 мм [Половинкина та ін., 1948; рис. 52]

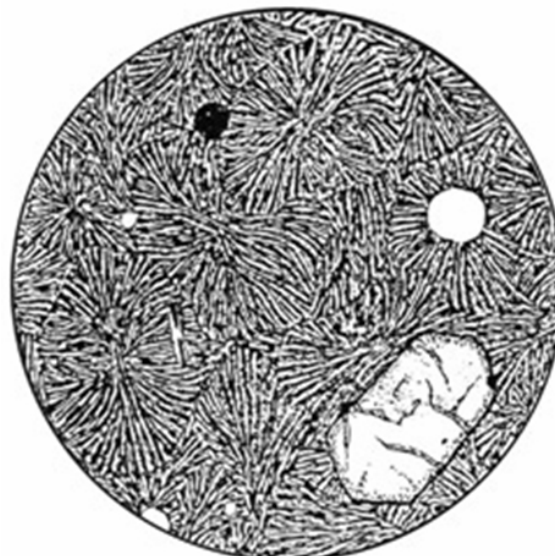


Рис. 50. Базальт олівіновий. Структура породи порфірова, спорадофірова (поодинокі вкрапл. Pl); о. м. варіолітова. Варіолі характеризуються радіально-променистою будовою та складені зростками довгих лейст Pl і Px; Px сильно розкладений; d = 3,1 мм. Бразильська котловина [Лапин, Фролова, 1992; рис. 48]



Рис. 51. Пікробазальт. Структура олівінофірова. Численні зерна ОІ в о. м., складеній лейстами лабрадору, примочок Aug і Mag, структура о. м. мікродолеритова; d = 3 мм [Вільямс та ін., 1957; рис. 8, б]



Рис. 52. Базальт олівіновий. Структура олівінофірова о. м. пілотакситова, місцями інтерсертальна, текстура мигдалекам'яна. Вкрапл. серпентинізованого ОІ і РІ. РІ зі слідами незавершеного росту, з характерними голчастими закінченнями у фронтальній частині. У РІ-Рх о. м. представлена зірчастим зростанням РІ, щіточками та віничками Срх; d = 1,8 мм. Західно-австралійська котловина [Ляпин, Фролова, 1992; рис. 59]



Рис. 53. Базальт. Дуже тонкозерниста порода складена лейстами РІ, згрупвань окремих ізометричних зерен Срх, рудного мінералу і кутуватих ділянок скла, що міститься серед мінералів. Наявність замкнутих ділянок визначає структуру о. м. як толейтову; d = 0,7 мм [Половинкина, 1966; рис. 51]

Класифікація і характеристика середніх порід нормального і сублужного рядів

1. Плутонічні

Родини гірських порід	Діоритів		Сублужних діоритів-монцонітів			Сієнітів	
Типоморфні мінерали родин	Пл, ± Мп, Ро, Пі, Кв		Пл, КППІ, Ро, Бі, ± Мп			КППІ, Пл, Ро, Бі, Мп, Рп	
Види гірських порід	Діорит	Кварцовий діорит	Сублужний діорит	Монцодіорит	Монцоніт	Сієніт	Лужно-польовошпатовий сієніт
Типоморфні мінерали видів	Пл, +Мп Ро, Бі	Пл, Кв,+Мп Ро, Бі	Пл, Ро, Бі Мп, Кпш	Пл, Кпш, Ро Бі, Мп	Кпш, Пл, Мп Ро, Бі	Кпш, Рп, Пл Мп, Бі, Ро	Кпш, Ро, Бі, Мп, Рп
Граничний вміст мінералів, об., %	Пл (N25-50) 55-95, Ро 0-40, Бі 0-40, Кв 0-5	Пл(№20-50) 55-95, Бі 0-35, Ро 0-35,+Рп Мп, Кв5-20	Пл (N35-45) 55-95, Ро 0-40, Мп 0-40, Кпш 1-10, Кв 0-5	Пл (N30-50) 60-85,Бі 0-40, Мп 0-40, Ро 0-40, Кпш 10-35, Кв 0-5	Пл (N30-50) 35-65,Кпш 40-70,Бі 0-40, Ро 0-40, Мп 0-40, Кв 0-5	Кпш 65-90, Пл (N20-30) 10-35, Мп 0-10, .Бі 0-30, Кв 0-5	Кпш (Орт40) 60-80,Пл 0-5, Ро 0-10, Бі 0-5, Мп 0-10
Структура	Діоритова, гіпідіоморфнозерниста;порфіроподібна		Діоритова, гіпідіоморфнозерниста; порфіроподібна	Монцонітова, гіпідіоморфнозерниста	Монцоніто-ва, порфіроподібна	Гіпідіоморфнозерниста, призматично зерниста, порфіроподібна	
Текстура	Масивна		Масивна	Масивна	Масивна	Масивна	
Різновиди :							
За фемічним мінералом	Ро-Бі, Ро, Бі-Ро, Бі, Мп-Рп, Мп	Мп-Бі, Мп-Ро, Бі	Бі-Ро, Бі, Ро-Бі, Авг	Бі-Авг,Авг, Ді, Бі-Ро, Бі	Бі-Ді, Ро-Бі, Ді	Бі –Ро, Авг - Діоп., Бі, Ро, Авг-Бі	Пл, Авг
За індексом фемічності	Лейкодіорити (М до 25%)	Кв.лейкодіорит (М до 25%)	Сублужний лейкодіорит (М до 25%)	Лейкомонцодіорит (М до 15%)	Лейкомонцоніт (М до 15%)	Лейкосієніт (М до 15%)	
За зернистістю	Крупно-, середньо-, дрібнозернистий, рівно-, нерівномірнозернистий, грубозернистий						
За кварцом		Кварцовмісний 5-10, кв.діорит 10-20			Кварцовий	Кварцовий сієніт 10-20,кварцовмісний 5-10	

2. Вулканічні

Родини гірських порід	Анлезитобазальтів	Андезитів	Трахіандезитобазальтів-латитів		Трахітів
Типоморфні мінерали родин	Пл.Рп.Мп	Пл.Рп.Мп.Ро	Пл.Ті-авг, Ті-Ро	Скло	Кпш, Пл, Мп, Ро, Бі, лепідомелан, скло
Види гірських порід	Андезитобазальт	Андезит	Трахіандезитобазальт	Латит	Трахіт
Типоморфні мінерали видів	Пл.Мп.Рп	Пл.Мп.Рп.Ро	Пл, Ті-авг, Ті-Ро, скло	Пл, Кпш, Мп, Бі, скло	Кпш, Пл, Мп, Ро, Бі, лепідомелан, скло
Граничний вміст мінералів, об., %	Вкрапленики 5-65: Пл (N40-65) 70-75 Рп. Мп. рідко Ол, Ро. Основна маса 35-95: Пл (№ 40) Мп. Ол. Б. Мгн. скло	Вкрапленики 15-50: Пл (№ 40-50, зон.), Рп, Мп, Ро, Мгн, рідко Ол. Бі Основна маса 50-85: Пл (до N 50) Мп. скло	Вкрапленики 10-40: Пл (N40-60) Мп, Ті-авг., Пп., Ті-Ро, Ол. Основна маса 60-90: Пл (№40-50), Ті-ввг., Мгн, скло	Вкрапленики: Пл (N40-60), Мп, Кпш, Ро, Бі, Ол. Основна маса : Пл, Мп, Бі, скло	Вкрапленики 5-60: Кпш (сан., анортоткл.), Пл (№25-35), Мп, Рп, Ро, Бі, лепідомелан. Основна маса 40-95: Кпш, Ро, Бі, скло
Різновиди :					
За характерним істотним мінералом	двопіроксеновий Рп, Мп, Ро, авг.-Ол.	Авг.-Ро. Бі, Бі-Гіп, Гіп-Амф. Ро-Бі	Двопіроксеновий : Ро-Ті-авг., авг.-Ол		Авг.-Ро, Бі-авг., лепідомелановий
За індексом фемічності (М)	Лейкоандезитобазальт М <20 %	Лейкоандезит М < 20%	Лейкотрахіандезит М <20 %, меланотрахіандезит М > 40 %	Лейколатит М < 20 %, меланолатит М > 40 %	Лейкотрахіт М < 20%, меланотрахіт М > 40 %
За структурою - відсутність вкрапленників	Афіровий, гіалоандезитобазальт	Гіалоандезит			
Наявність вкрапленників	Порфіровий	Порфіровий			
За структурою основної маси	Гіалопілітовий, гіаліновий, пілотакситовий	Варіолітовий	Інтерсерціальна	Пілотакситова, гіалопілітова, мікролітова	Трахітова, вітрофірова



Рис. 54. Кварцовий діорит роговообманковий. Порода складена Pl, Hbl та незначної кількості Qtz. Hbl характеризується чітко вираженим ідіоморфізмом. Pl утворює короткопризматичні і таблитчасті зерна, які краще чи гірше ідіоморфними, але пристосовуються до огранки Hbl. Зерна Qtz є ксеноморфними і містяться між мінералами Pl і Hbl. Структура гіпідіоморфна; d = 4 мм [Половинкина, 1966, рис. 134]



Рис. 55. Діорит біотит-роговообманковий. Порода складена Pl, звичайною Hbl (крап), Bt (тонка штриховка) Mag і Ap. Структура алотріоморфна. Замальовку зроблено у одному ніколі, але вказані двійники Pl [Хетч та ін., 1975; рис. 108]



Рис. 56. Порфірова структура порід: а – трахіту; б, в – андезиту. Структури основної маси: а – трахітова: складена субпаралельно розташованих мікроклітів Fsp, у невеликій кількості присутне Pl і скло; б – пілотакситова; подібна до трахітової, але тут польовий шпат представлений Pl та звичайними Aug і Mag; в – гіалопілітова (андезитова); характеризується значною кількістю скла, у яке занурені мікрокліти Pl [Деньгин, 1934; рис. 102]

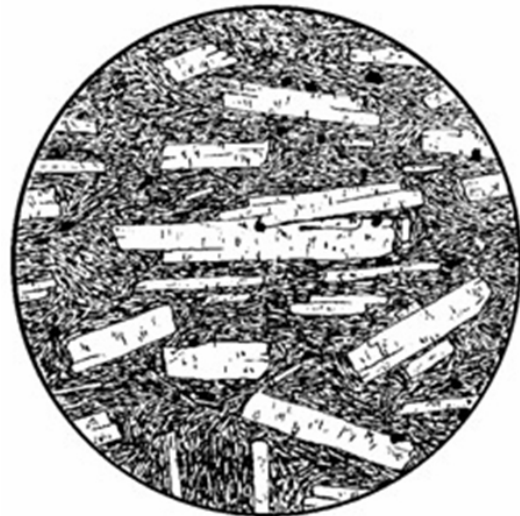


Рис. 57. Андезитобазальт. Структура плагіофірова (лінофірова). О. м. пілотакситова, характеризується субпаралельним розташуванням мікроклітів Pl з домішками зерен Px і рудного мінералу; d = 6,7 мм. Жолоб Муссау, який розташований західніше Меланезійського жолоба [Лاپин, Фролова, 1992; рис. 126]



Рис. 58. Андезитобазальт. Структура плагіофірова, о. м. андезитова, частково інтерсертальна. Вкрапл.: грубоорієнтовані лейсти Pl зі слідами незавершеного росту; $d = 1,8$ мм. Жолоб Муссау, який розташований західніше Меланезійського жолоба [Лапин, Фролова 1992; рис. 106]



Рис. 59. Андезитобазальт. Структура порфірова з пілотакситовою о. м., текстура флюктуаційна. Вкрапл. представлені Pl, Орх і Маг, які утворюють місцями гломеропорфірові зростки. О. м. складена мікроклітами Pl, зрідка Рх, з невеликою кількістю частково-хлоритизованого скла і розсіяними дрібними зернами Маг; $d = 3$ мм. Південна Камчатка, вулкан Ксудач [Лапин, Фролова, 1992; рис. 142]

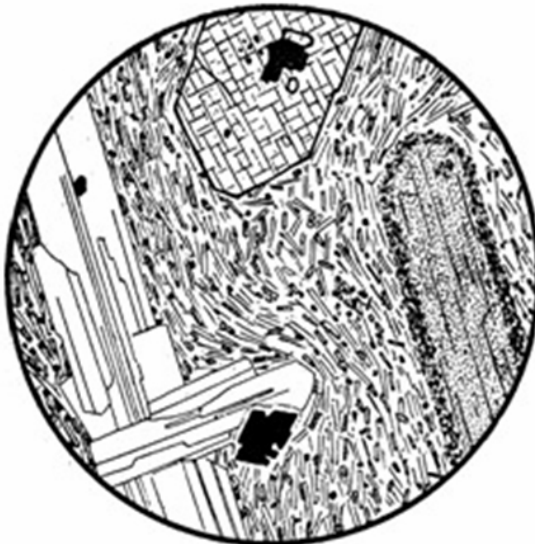


Рис. 60. Андезит піроксен-роговообманковий. Структура порфірова, о. м. гіалопілітова (андезитова) з флюїдальною текстурою [Хетч та ін., 1975; рис. 110]



Рис. 61. Андезит енстатитовий. Структура серіально-порфірова. Найпізніші виділення андезину мають скелетні форми. О. м. напівсклувата [Хетч та ін., 1975; рис. 111]

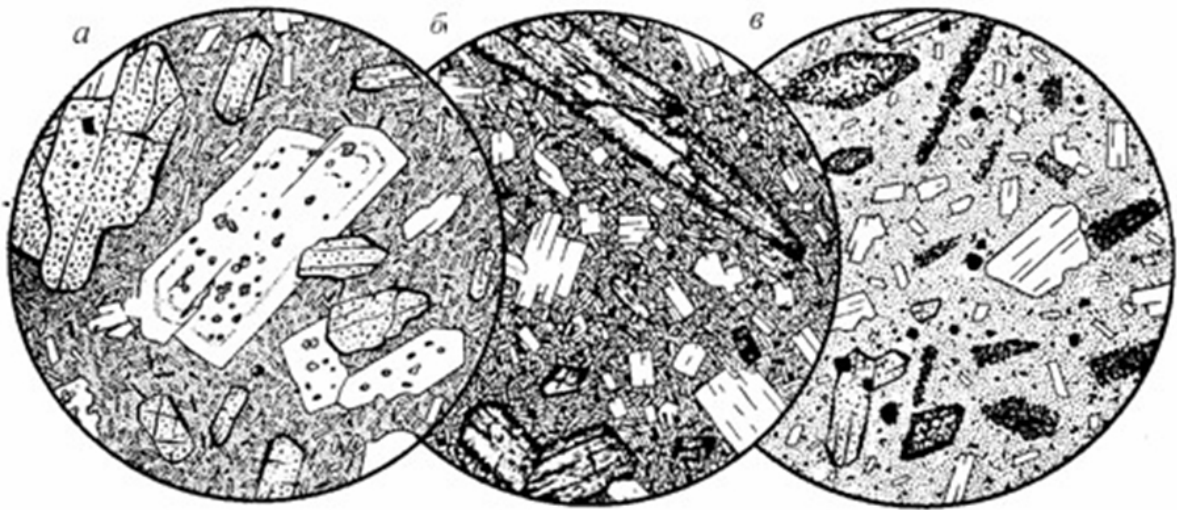


Рис. 62. Андезити: а – піроксеновий. Вкрапл. Pl_{35-75} (зональний), Орх, Aug; о. м. пілотакситова: мікроліти олігоклазу, між якими розташовано криптофельзит; б – в роговообманкові: б – вкрапл. Hbl облямовані зернистим Mag, зональний Lab; о. м. пілотакситова: мікроліти андезину з мікрофельзитом в інтерстиціях; в – вкрапл. Hbl (цілком заміщені рудним мінералом) Di-Aug, андезин; о. м. – криптофельзитова [Вільямс та ін., 1957; рис. 28]



Рис. 63. Монцоніт кварцовий. Ідіоморфне виділення Pl, Di-Aug, Bt, Ap, і Ttn в ойокристалі Or, який має нерівний контакт з Qtz. Фрагмент монцонітової структури [Хетч та ін., 1975; рис. 113]



Рис. 64. Монцоніт Pl_{30-50} іноді помітно розкладається; Fsp у ксеноморфних зернах; кольорові мінерали – Aug і Bt; акцесорні Mag і Ap. Типова монцонітова структура; d = 3,5 мм [Заварицький, 1961; рис. 147, б]



Рис. 65. Сієніт авгіт-біотитовий Fsp, An_{10-30} , Bt, Cpx, трохи Qtz, акцесорний Ap. Гіпідіоморфна структура; d = 3 мм [Заварицький, 1961; рис. 141, а]



Рис. 66. Сієніт-порфір. Виділення великих розмірів анортклазу з ромбоподібними обрисами у дрібнозернистій масі з Fsp, Aug і акцесорних Mag і Ttn; d = 2,6 мм [Заварицький, 1961; рис. 149]



Рис. 67. Мікросієніт (бостоніт). Типова бостонітова структура, яка характеризується звилістими обрисами табличок Fsp. Поодинокі зерна амфіболу, Mag і Ttn; d = 2,6 мм [Заварицький, 1961; рис. 151]



Рис. 68. Шошоніт. Порода дуже дрібнозерниста, повнокристалічна, структура гломеромікропорфірова, авгітофірова і спорадофірова. Фенокристали Aug (0,3-0,4 мм) трапляються лише зрідка. Порода складена кулястими зернами Aug, довгими голочками Pl (до 0,2 мм) рудного мінералу, зрідка лусочок Bt. Проміжки між цими мінералами виповнені Fsp. Структура о. м. є близькою до мікродіабазової; d = 1,6 мм [Половинкина, 1966, рис. 367]

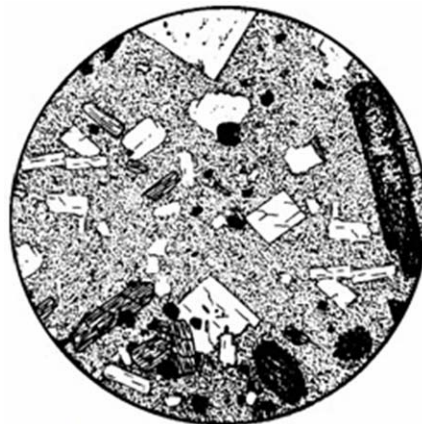


Рис. 69. Роговообманковий трахіандезит. Спостерігається майже повне розкладання бруї Hbl у вкрапленнях. Кілька вкраплень Aug. Зональний Pl. Фельзитова о. м.; d = 2,6 мм [Заварицький, 1961; рис. 119, б]



Рис. 70. Трахіт. Структура породи порфірова, структура о. м. ортофірова. Вкрапл. представлені пертитовим Fsp. О. м. складена мікролітами польових шпатів, головню Fsp. Вони мають характерні ізометричні форми і представлені у шліфі короткопрямокутними і квадратними розрізами. Між мікролітами розвинений криптокристалічний кварц-польовошпатовий базис. Для ортофірової структури наявність базису не є характерною; d = 4 мм [Половинкина, 1966, рис. 299]



Рис. 71. Трахіт. Серед вкрапл. Переважають крупні кристали Sa. У меншій кількості трапляється Olg. О. м. має трахітову структуру, складена майже виключно лейстами Sa, хоча зрідка трапляються інтерсерціальні виділення ізотропного скла. Кольорові мінерали представлені блідо-коричневою Hbl і зеленкуватим Aug [Хетч та ін., 1975; рис. 103]

Класифікація і характеристика кислих порід нормального ряду

1. Плутонічні

Родини гірських порід	Гранодіоритів		Низьколуужних гранітів		Гранітів	Лейкогранітів
Типоморфні мінерали родини	Кв, Пл, Кпш, Амф, Бі		Кв, Пл,± Кпш		Кв, Кпш, Пл, ± Ро, Бі	Кв, Кпш, Пл,
Види гірських порід	Гранодіорит	Тоналіт	Плагіограніт	Низьколуужний граніт	Граніт	Лейкограніт
Типоморфні мінерали видів	Кв.Пл.Кпш, Амф, Бі, ± Мп, Рп	Кв, Пл, Амф, Бі, ± Мус, Кпш	Кв, Пл, ± Кпш, ± Ро, Бі	Кв, Кпш, Пл, ± Ро, Бі	Кв, Кпш, Пл, ± Ро.Бі	Кв, Кпш, Пл
Граничний вміст мінералів, об., %	Пл. 60-90, Кв 20-40, Кпш 8-25, Амф, Бі 2-25	Пл 90, Кв 20-30, Кпш 0-8, Арф, Бі 0-15	Пл 90, Кпш 0-8, Кв 20-60	Кв 20-40, Пл 10-60, Кпш 40-90	Кв 20-40, Пл 10-60, Кпш 40-90, Ро, Бі 0-10	Кв 20-40, Пл 10-60, Кпш 40-90, Бі, Му 0-5
Різновиди :						
За характером істотного мінералу	Амфіболовий біотитовий, піроксен-амфіболовий, Амф-Бі		Амф-Бі, Бі	Двослюдяний, мусковітовий		Бі,двослюдя-ний, Тур-Муск, Амф-Бі, Тур-Бі
За складом істотного мінералу:						
Польовий шпат	Ортоклазовий, мікрокліновий					
Слюда	Сидерофілітовий, мусковітовий, протолітійонітовий					
За структурою	Порфіроподібні, рівномірнотзернисті, крупно- середньо-, дрібнозернисті, аплітові, пегматоїдні, міаролові; гранітоїдна, гіпідіоморфнозерниста					
За текстурою	Масивні, гнейсові, смугасті, плямисті					

2. Вулканічні

Родини гірських порід	Дацитів	Низьколуужних ріодацитів		Ріолітів
Тнпоморфпі мінерали родин	Пл, Кпш, Пір, Амф, Бі, ± Ол, скло	Пл, Кв, Кпш, ±Пір, Амф, Бі, скло		Кв, Кпш,Пл, ±Бі, Ті-Ро, скло, Пі
Види гірських порід	Дацит	Плагіодацит	Низьколуужиний ріодацит	Ріоліт
Типоморфні мінерали видів	Пл, Кпш,Пір, Амф, Бі, ±Ол, скло	Кв, Пл, ± Амф, Бі	Кв, Пл, ± Амф, Бі	Кв., Кпш, Пл, ±Амф, Бі
Граничний вміст мінералів об, %	Пл> 65, Кв 20-60, Кпш 0-35, Амф, Бі<	Пл >90,Кв> 20, Кпш< 10	Кв >20, Пл 10-60, Кпш 40-90	Кв >20, Пл 10-60, Кпш 40-90
Різновиди :				
За характером істотного мінералу	Піроксеновий, амфіболовий, біотитовий, біотит-амфіболовий			
За складом істотного мінералу				
Польовий шпат	Санідиновий, ортоклазовий			
Піроксен	Діопсидовий, авгітовий			
Амфібол	Роговообманковий, гастінгситовий			
Слюда	Сидерофілітовий, біотитовий			
За структурою				
Без вкраплеників	Афіровий			
З вкрапленнями	Порфіровий			
Зі склом (об. %)	Обсидіан, пемзи, перліт			
За структурою основної маси				
	Фельзитова (фельзодацитова), мікропайкілітова			Сктувата, сферолітова, мікропайкілітова, кристалітові!

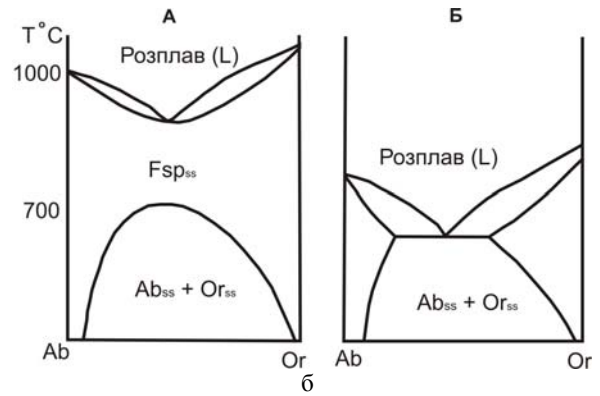
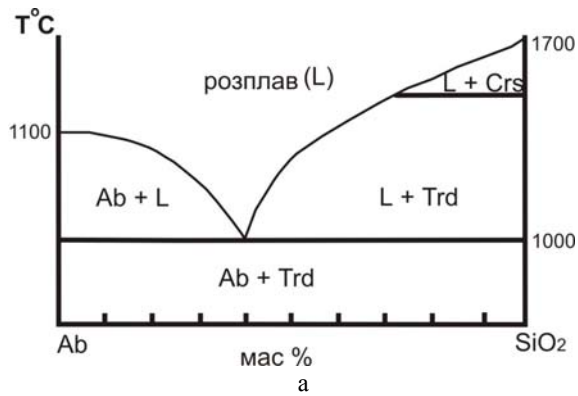


Рис. 72. Діаграма Ab-Or за низького (а) та високого (б) тиску Pn_2O . За умови підвищеного Pn_2O розчинність води у розчині зростає, що й понижує температуру плавлення. За $\text{Pn}_2\text{O} > 5$ кБар точка мінімуму стає евтектичною.



Рис. 73 Гранодіорит. Типова гіпідіоморфна (гранітова) структура Pl, Fsp, Qtz, Hbl і акцесорні Mag і Ttn; $d = 3,1$ мм [Заварицький, 1961; рис. 122, а]



Рис. 74. Тоналіт. Структура гіпідіоморфна. Порода складена зернами Pl, Qtz, Bt, і Hbl. Pl помітно серицитизований, головню у центральних частинах; Bt і Hbl хлоритизований, інколи до утворення повних псевдоморфоз. Qtz у вигляді дрібних зерен, які займають інтерстиції між зернами Pl; $d = 5$ мм [Лопин, 1988; рис. 88, а]



Рис. 75. Граніт біотитовий. Олігоклаз, трохи серицитизований; Fsp з пертитовими зростками; Qtz, Bt та акцесорний Mag. Типова гіпідіоморфна (гранітова) структура; d = 4,3 [Заварицький, 1961; рис. 121, а]



Рис. 76. Лейкоплагіограніт. Порода рівномірнозерниста, структура типова гіпідіоморфна з різковираженим ідіоморфізмом зерен Pl відносно зерен Qtz. Pl дещо серицитизований і епідотизований. Дрібні луски Bt розташовані поза полем зору; d = 2,2, [Лапин, 1988; рис. 86]



Рис. 77. Гранодіорит-порфір. Структура порфіроподібна, криптова. Порода складена великою кількістю вкрапл. Pl, Mc, Hbl, Bt і зрідка Qtz. Проміжки між ними виповнені дрібнозернистою повнокристалічною о. м. з домішками Mag. Фенокристалів настільки багато, що вони часто дотикаються, і на частку о. м. припадає мало місця; d = 4 мм [Половинкина 1966, рис. 206].



Рис. 78. Граніт-порфір. Структура порфіроподібна. Вкрапл. Qtz, зонального Pl, Hbl і Bt включені до мікрокристалічної о. м., складеної тими самими мінералами. Спостерігаються акцесорні Ap і Ttn. У кристалах Pl показане двійниковання [Хетч та ін., 1975; рис. 83]



Рис. 79. Гранітова структура (а, б); характерним є ідіоморфізм Qtz як останнього за часом виділення мінералу; гранулітова структура (в), на відміну від гранітової, характеризується ідіоморфізмом Qtz відносно польового шпату. Трапляється у лейкогранітах і аплітах [Деньгин, 1934; рис. 96]

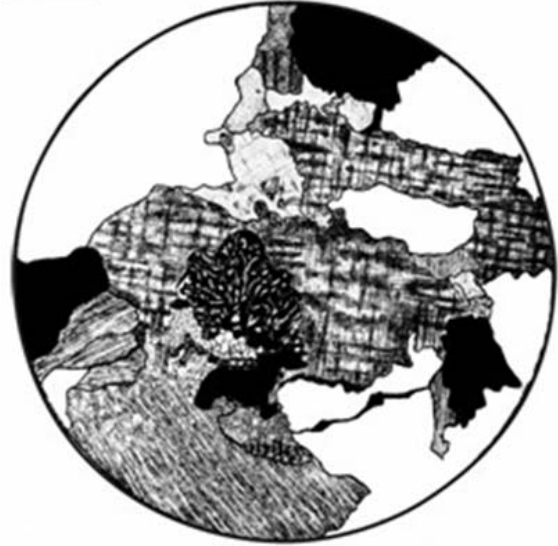


Рис. 80. Граніт біотитовий. Структура гіпідіоморфна, гранітова. У центральній частині мірмекіт, заміщує Mc (з решіткою) d = 4 мм [Половинкина, 1966; рис. 160]

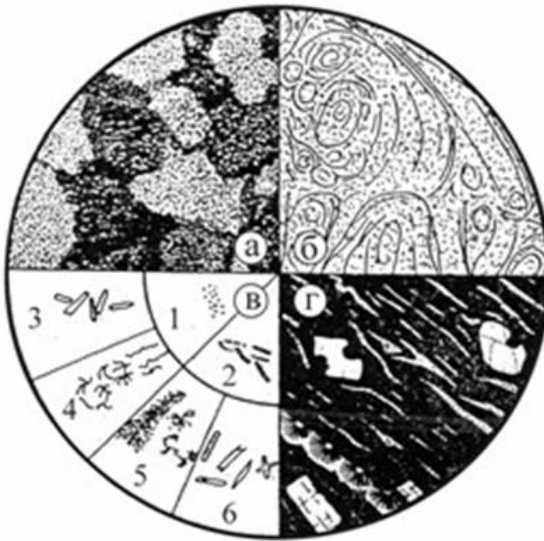


Рис. 81. Структура о. м. кислих ефузивів: а – фельзитова; б – склувата з кристалітами різної форми: 1 – глобуліти, 2 – маргарити, 3 – лонгуліти, 4 – трахіти, 5 – скопуліти, 6 – спікуліти, г – склувата зі сферолітами [Деньгин, 1934; рис. 103]



Рис. 82. Дацит. Структура лінофірова (планофірова) – порфірова з лінійно-паралельним розташуванням вкрапл. О.м. складена орієнтованими лейстами Pl у рівномірно-зернистому Qtz- польовошпатовому агрегаті, багатого на рудний мінерал і Cal. Нечисленні вкрапл. представлені Pl і Hbl (поза полем зору). Pl карбонатизований, Hbl опацитизована d = 4 мм [Лапин, 1988; рис. 41]



Рис. 83. Даци́т. Структура вітрофірова. У вкрапл. Pl, бурувато-зелена Hbl і Bt. О. м. склуката часом з дрібними індивідами тих самих мінералів. Структура о. м. гіалінова. Флюїдальна або флюктуаційна текстури; d = 8 мм [Половинкина, 1966; рис. 235]

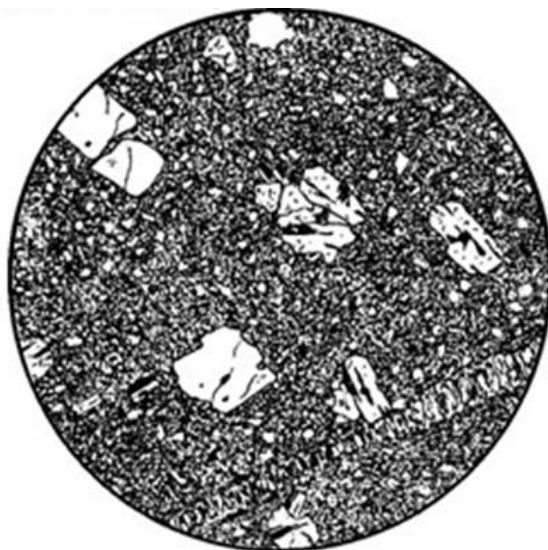


Рис. 84. Ріодацит. Структура порфірова. О. м. фельзитова. Для породи характерним є рівномірно-розподілені дрібні порфірові виділення Qtz і Pl. Фенокристали Pl нерідко утворюють гломерові угруповання. Зерна Qtz оплавлені. Qtz-польовошпатова о.м., так як і Pl, дещо серицитизована. У нижній частині шліфа жилка Qtz; d = 5,7 мм [Лапин, 1988; рис. 37, а]



Рис. 85. Ріодацит. Структура порфірова о. м. мікропайкілітова. Вкрапл. представлені Pl і Mag. О. м. складена неправильними ізометричними зернами польового шпату, густозасіяними серицитом і Qtz. Обидва мінерали містять надмір паличкоподібних вrostків Fsp.; ніколи схрещені; d = 4 мм [Половинкина, 1966, рис. 227]



Рис. 86. Ріодацит. Структура спорадофірова, о.м. алотріоморфно-фельзитова, текстура флюїдальна. Вкрапл. представлені поодинокими ідіоморфними зернами слабкосерицитизованого Pl. Склад о.м. Qtz-польовошпатовий. Для неї характерною є смугастість. Тоненький рудний пил приурочений також до «прошарків», підкреслюючи сліди течії в'язкої лави; d = 3,2 мм [Лапин, 1988; рис. 48, а]



Рис. 87. Фаялітовий ріодацит. Структура гломеропорфірова о.м. кристалітова. У верхній половині замальовки видно вкрапленики Fa , а в нижній зеленкуватого $Feaug$. Крім того, присутній рудний мінерал Pl (An_{27}); високотемпературний Qtz представлений у типових гексагональних базальних розрізах. Добре виражена текстура течії о.м., добре підкреслюється розташуванням мікролітів («спікулолітів») [Хетч та ін., 1975; рис. 93]



Рис. 88. Ріоліт. У порфірових вкрапл. Qtz , Sa (справа знизу) Pl (справа зверху) і дрібні таблички Vt . О.м. склувата, зрідка мікрофельзитова. Флюїдальна текстура; $d = 4$ мм. [Заварицький, 1961; рис. 134, а]



Рис. 89. Обсидіан. Вулканічне скло з окремими сферолітами і смугами сферолітів. Флюїдальна текстура. Лінії течії перетинають сфероліти; $d = 2,6$ мм [Заварицький, 1961; рис. 137, а]



Рис. 90. Перліт. Структура вітрофірова. Кисле скло з характерними перлітовими тріщинами; $d = 2,6$ мм. [Заварицький, 1961; рис. 138, б]



Рис. 91. Дацит. Структура порфірова, текстура перлітова. Чітко простежуються концентричні тріщинки, які створюють подібність кулястої окремості «Кулі» мають нечітко виражену шкаралупувату тріщинуватість. О.м. алотріоморфна Qtz- польовошпатова; d = 5 мм [Лапин, 1988; рис. 38]



Рис. 92. Фельзит. Порода складена крупними (до 1,5 мм) і дрібними фенокристаллами Pl, псевдоморфозами хлориту по фенокристалах кольорового мінералу і о.м. У мікрофельзитовій о.м. розташовано сфероліти радіально-променистої будови. Структура порфірова зі сфероліто-мікрофельзитовою о.м.; d = 4 мм [Половинкина, 1966, рис. 230]

Таблиця 5

Класифікація і характеристика кислих порід сублужного ряду

1. Плутонічні

Родини гірських порід	Лужних кварцових сієнітів	Сублужних гранітів	Сублужних лейкогранітів
Типоморфні мінерали родин	Кв, Кпш, Пл, Ро, Бі	Кв, Кпш ± Пл	Кв, Кпш, ± Пл
Види гірських порід	Кварцовий сієніт	Лужнопольовошпатовий граніт	Аляскіт, двопольово-шпатовий граніт
Граничний вміст мінералів, об., %	Кпш>90, Кв<15, М 0-15	Кв 20-60, Кпш<90, М > 10	Кв 20-60, Кпш< 90, Ав>10, М 0-5
Різновиди :			
За істотним мінералом	Піроксеновий, амфіболовий, Пі-Амф	Пі, Амф, Пі-Амф, Амф-Бі	Пі, Амф, Пі-слюдисті, Амф-слюдисті
За структурою	Порфіроподібні, рівномірно-крупно-, середньо-, дрібнозерністі, аплітові, пегматоїдні, гранофірові		
За текстурою	Масивні, гнейсові, смугасті, плямисті		

2. Вулканічні

Родини гірських порід	Лужних трахідацитів	Пантелеритів	Комендитів
Типоморфні мінерали родин	Кв, Кпш	Кв, Кпш, Ег-авг, Арфв, Фаял.	Кв, Кпш, ± Ег, Арвф
Граничний вміст мінералів, об., %	Кв 5-20, Кпш<90, скло; Ег, Ег-авг, Арвф. Бі 0-10	Кв>20, Кпш<90, Ег-авг, Арвф, Фаял 10-15, скло	Кв>20, Кпш<90, Ег, Арвф<10, скло
Мінеральний склад видів			
Різновиди за мінеральними особливостями :			
За істотним мінералом	Егірин-авгітовий, егіриновий, санідиновий, ортоклазовий, арвфедсонітовий		
За структурою			
без вкраплеників	Афіровий		
з вкраплениками	Порфіровий		

Таблиця 6

**Класифікація і характеристика основних вулканічних і плутонічних порід
лужного ряду**

Родини гірських порід	Лужних базальтоїдів		Лужних габроїдів			
Типоморфні мінерали родин	Мп, $\pm$ Ол, Пл, +Кпш, Неф, Лц		Пл 50-90, Мп, Ол, Пл, Кпш., Неф (Лц, Анальц.)			
Види гірських порід	Тефрит (лейцитов. тефрит)	Неф, лейцит, трахібазальт	Тераліт	Тешеніт	Есексит	Шонкініт
Типоморфні мінерали видів	Пл 50-60, Мп, Ол, Кпш, $\pm$ Неф, Лц	Пл 40-50, Кпш, Мп, Неф, Лц, $\pm$ Ол	Пл 50-90, Мп, $\pm$ Ол, Неф	Пл 50-90, Мп, Анальц, $\pm$ Ол	Пл 40-50, Кпш, Мп, $\pm$ Ол, Неф	Мп, $\pm$ Ол, Кпш.
Граничний вміст мінералів, об, %	Пл 20-50, Мп 10-40, Ол 0-20, Кпш 0-10, Неф 10-40, Лц 20-40	Пл 20-50, Кпш 10-30, Мп 10-30, Неф > 5-20, Лц 15-30	Пл 20-40, Мп 10-60, Неф 10-30, Ол 0-20	Пл 20-40, Мп 20-50, Анальц. 10-30, Ол 0-10	Пл 30-40, Мп 20-50, Кпш 20-30, Ол 0-6, Неф 0-20	Мп 30-70, Кпш 10-40, Лц 5-30, Ол 0-20, Неф 0-10
Структури	Порфірова, афірова, пілотакситова, гіалопілітова, трахітова		Гіпідіоморфн.	Панідіоморфно-зсрніста, офітова	Порфіро-подібна Панідіоморф. Масивна	Порфіро-подібна Масивна
Текстура	Масивна, мигдалекам'яна	Масивна, мигдалекам'яна	Масивна	Масивна	Масивна	Масивна

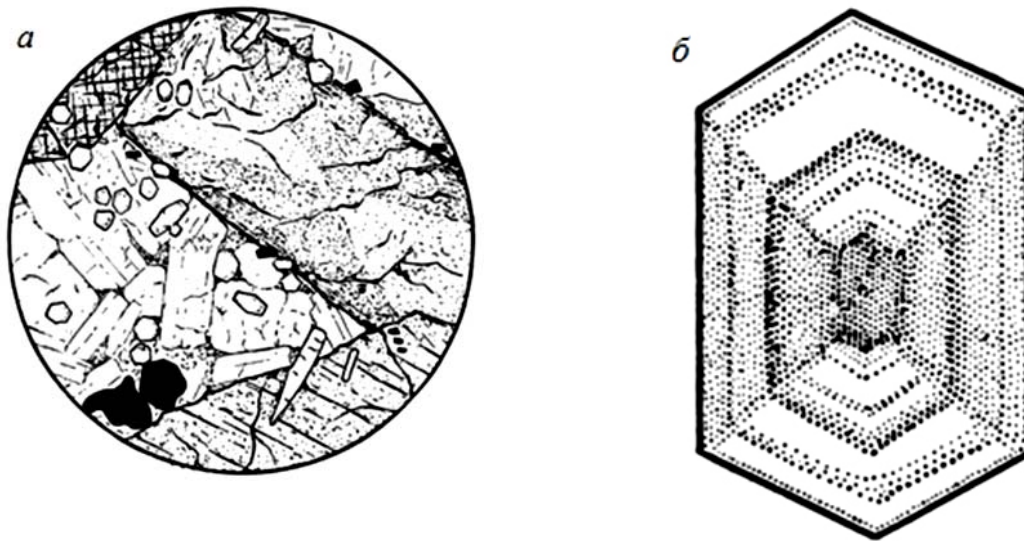


Рис. 93. Структура «пісочного годинника» у Тіауг:

а – санідиновий ніфелініт. Складений крупними кристалами бурувато-фіолетового Тіауг зі структурою «пісочного годинника» Ne, Sa, Mag, і Ap. Структура порфіроподібна; d = 2,6 мм [Заварицький, 1961; рис. 202]
б – структура «пісочного годинника» відображає селективну абсорбцію іонів різних граней кристалу, який виріс [Хетч та ін., 1975; рис. 15]



Рис. 94. Якупірангіт. Фіолетово-бурий Tiaug, Mag. Сидеронітова структура; d = 1,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 91, а]



Рис. 95. Мельтейгіт. Титанистий Срх, ксеноморфні зерна Ne з пойкилітовою структурою, Bt (тонка штриховка). Структура гіпідіоморфна; d = 4,3 мм [Половинкина, 1966; рис. 337]



Рис. 96. Йоліт анальцимовий. Зерна Tiaug і Ne ідіоморфні; у проміжках між ними Anl заміщається агрегатом цеоліту; Ap, рудні мінерали [Хетч та ін., 1975; рис. 101]



Рис. 97. Мікроіоліт. Aeg, Ne (добре проявлена зональність і базальна окремість). Структура алотріоморфна. Ксеноморфний Ap (наприклад, знизу зліва) кристалізувався одночасно з Ne і Aeg. У верхньому правому куті овальне зерно Cal з оторочкою Csp [Хетч та ін., 1975; рис. 102]



Рис. 98. Йоліт. Aeg-Aug, Ne, Ap, Mag; d = 2 мм [Заварицький, 1961; рис. 188, а]



Рис. 99. Ортит. Ne і Aeg із включеннями Ne. Між зернами Ne трохи цеолітів; d = 4,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 173, а]



Рис. 100. Уртит. Агпайтова структура: Ne утворює ідіоморфні, а Aeg - різко ксеноморфні зерна; d = 8 мм



Рис. 101. Місурит. Lct, Aug, Ol, Bt; структура алотріоморфна, нерівномірно зерниста; d = 4,3 мм [Заварицький, 1961; рис. 189]



Рис. 102. Ункомпагрит. Зерна зі спайністю – Mel. Зерна без спайності – Ol. В ункомпагриті обов'язковим мінералом є Срх-Di-Aug; на рисунку він не показаний [Саранчина, Шинкарьов, 1967; рис. 104]

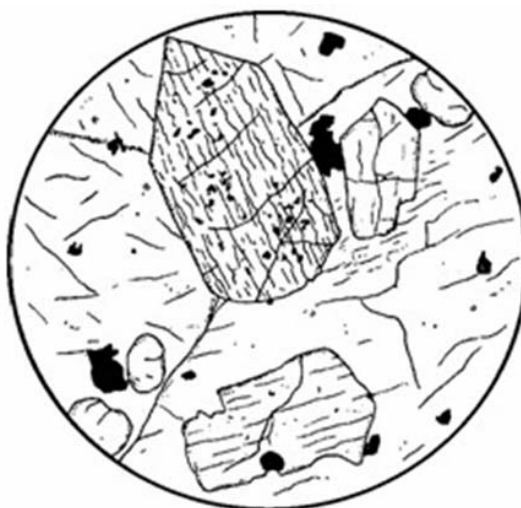


Рис. 103. Мелітіоліт олівіновий. Панідіоморфнозерниста і пойкилітова структура. Порода більш як на дві третини складена крупними зернами Mel. На рисунку показані три такі зерна, що включають неупорядковано-розташовані кристали Ol, які іноді набувають ідеальних кристалографічних обрисів і характеризуються досконалою спайністю, а також зерна Timag; d = 6,7 мм [Латин, 1997; рис. 215]



Рис. 104. Тераліт олівіновий. Aug, Ol (келіфітові кайми), основний Pl, Ne. Структура гіпідіоморфна; d = 6,4 мм [Заварицький, 1961; рис. 185]

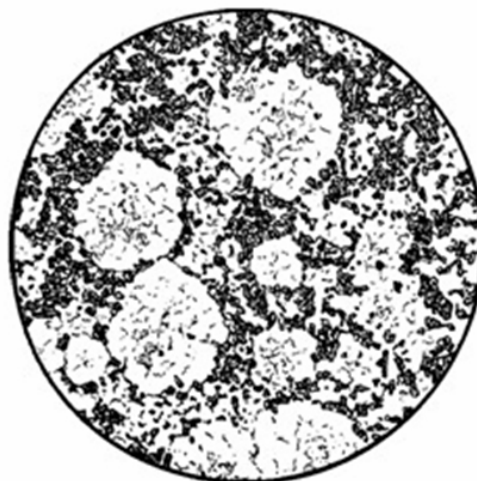


Рис. 105. Фергусит. Овальні псевдоморфози з Fsp і Ne по Lct. Між ними Fsp, лужний амфібол, Aeg і зелений Bt; структура оцелярова d = 3,5 мм [Заварицький, 1961; рис. 190, а]



Рис. 106. Тешеніт. Проміжки між видовженими таблицями основного Pl, виповнений ксеноморфними зернами Тауг і Anl; Pl цеолітизований; d = 3,5 мм. [Заварицький, 1961; рис. 191]



Рис. 107. Шонкініт. Пойкілітова структура: у крупному зерні Fsp зерна Aug з каймою Aeg-Aug, Bt, Mag, Ar; домішка Ne; d = 3,5 мм [Заварицький, 1961; рис. 184, а]

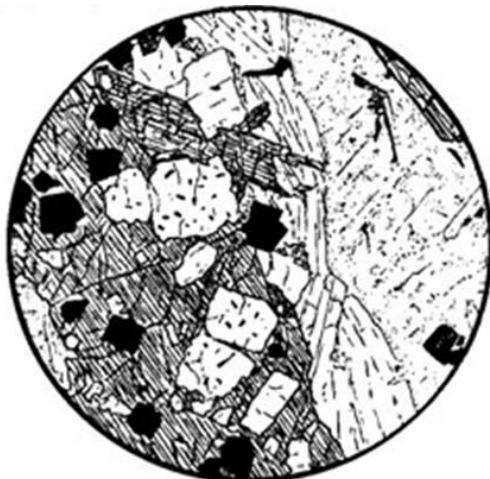


Рис. 108. Малин'їт. Aeg з пойкилітовими включеннями Ne, мікропертитовий Fsp (справа), трохи Ab; акцесорний рудний мінерал (ліпарит?); d = 4 мм. [Заварицький, 1961; рис. 186]

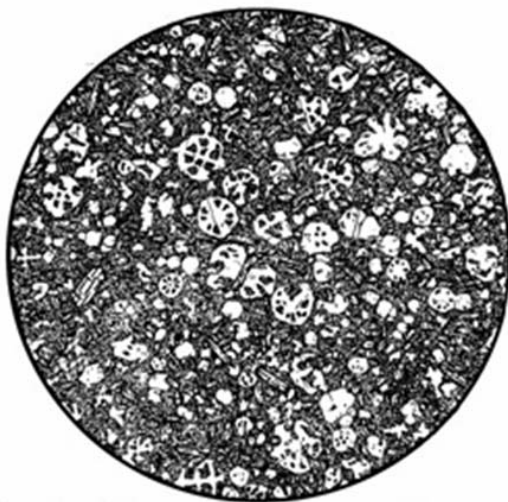


Рис. 109. Лейцитит. Мікротекстур. Lct у скелетних формах; темно-бурої склуватої о. м., Lct і примочки Aug; d = 2,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 209]



Рис. 110. Лейцитит. Вкрапл.: Lct, Срх, невелика кількість слюди, а також акцесорні Ap і Mag. О.м.: безбарвне скло [Хетч та ін., 1975; рис. 126]



Рис. 111. Лейцитовий мелафноліт. Вкрапл. Lct, Неп і Аег-Ауг. О. м.: Ne, Lct, Sa. Оцелярова структура. d = 2,4 мм. [Заварицький, 1961; рис. 181 а]



Рис. 112. Лейцитовий нефрит. Структура невадитова, о. м. інтерсертальна, текстура пориста. Серед вкрапл. переважає Lct, Срх трапляється зрідка. Дрібні кристали Pl займають проміжне положення між вкрапл. і мікролітами о. м. Lct в ідіоморфних кристалах, утворюють інколи складні зростки. О. м. Pl-Срх-Lct- рудна з невеликою кількістю скла: d = 5 мм. Апеннінський півострів, вулкан Везувій [Лапин, Фролова, 1992; рис. 180]



Рис. 113. Лейцитифір нозеановий. Лейцитифір – різновид лейциту, що містить вкрапл. Lct і складений переважно Lct, Ne, Срх. Крупні вкрапл. Lct і Nsp містяться приблизно в однаковій кількості, Аег-Ауг; о. м. фонолітові, складена Sa і мікрокристалів Ne; акцесорні - Ap і Ttn [Хетч та ін., 1975; рис. 106]

Класифікація і характеристика середніх порід лужного ряду (плутонічні)

Родина гірських порід	Лужних сієнітів	Фельдшпатюїдних нефелінових сієнітів			
Типоморфні мінерали сімейства	Аб, Кпш, лМп, лАмф	Кпш, Неф, лМп (Кпш+Неф>лМп)			
Види гірських порід	Лужний сієніт	Фояїт	Луяврит	Маріуполіт	Міаскіт
Типоморфні мінерали видів	Аб, Ег, Ег-авг, Риб, Бар, + Бі, Кпш	Кпш, Неф, Ег, + Риб	Кпш, Неф, Аб, Ег, Риб	Аб, Неф, Ег, лепід (Бі), +Орт	Кпш, Неф, лепід (Бі), + Пл, +Риб
Максимальний вміст мінералів (об %)	Аб 0-90, Кпш 0-99, Ег Риб 1-35, Кв до 5%	Орт 30-60, Неф 25-40, Ег 5-20, Риб 10-15	Кпш 35-50, Неф 20-35, Аб 5-10, Ег 10-40, Орт 0-15	Аб 50-80, Неф 0-30, Ег 15-30, Орт 0-15	Кпш 20-60, Неф 20-30, Лепід (Бі) 5-20, Риб 0-20, Аб (олг) 0-20
Різновиди видів: За текстурою	Масивний порфіроподібний, крупно-, середньо і дрібнозернистий, нерівномірнотзернистий	Гіпідіоморфнозернистий крупнозернистий до пегматоїдного, трахітоїдний смугастий	Трахітоїдний, порфіроподібний, смугастий, гіпідіоморфний	Призматичнозернистий, дрібнозернистий, пегматоїдний	Алотріоморфнозернистий, гнейсоподібний

(вулканічні)

Родина гірських порід	Лужних трахітів	Фонолітів	
Типоморфні мінерали сімейств	Кпш, Аб (зрідка (Олг), Ег (Риб, Арфв)	Кпш, Неф, Ег (лАмф), + Бі	
Види гірських порід	Лужний трахіт	Нефеліновий фоноліт	Лейцитовий фоноліт
Типоморфні мінерали видів	Кпш, Аб (зрідка (Олг), Ег (Риб, Арфв)	Кпш, Неф, Ег (лАмф)	Кшп, Лейц, Ег, Бі, Неф
Максимальний вміст мінералів (об %)	Аб 10-25, Кпш (Орт, Санід) 40-45, Ег 0-20, лАмф (Арфв, Риб) 0-6, Кв 0-5, скло до 75%	Кпш 40-50, Неф 30-40, Ег 10-20, лАмф 0-20 + скло	Кпш 50-70, Лейц 20-30, Ег 5-10, Бі 0-5, Неф 5-10
Різновиди видів а. за текстурою б. за структурою основної маси	афіровий порфіровий трахітоїдна	мікропорфіровий, порфіровий, трахітоїдний, мікролітовий фонолітова (з переважанням неф), трахітоїдна (з переважанням аноктоклазу)	



Рис. 114. Маріуполіт. У дрібнозернистий о. м. з лейст Аб вкрапл. Ne і Aeg. Хадакрисали Аб у цих мінералах; d = 4,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 170, а]



Рис. 115. Міаскіт Fsp з пертитовими зростками Аб, Ne, і Lep, майже непрозорий у розрізах уздовж спайності. Паналотріоморфна структура. Масивна текстура; d = 4,7 мм. [Заварицький, 1961; рис. 163]

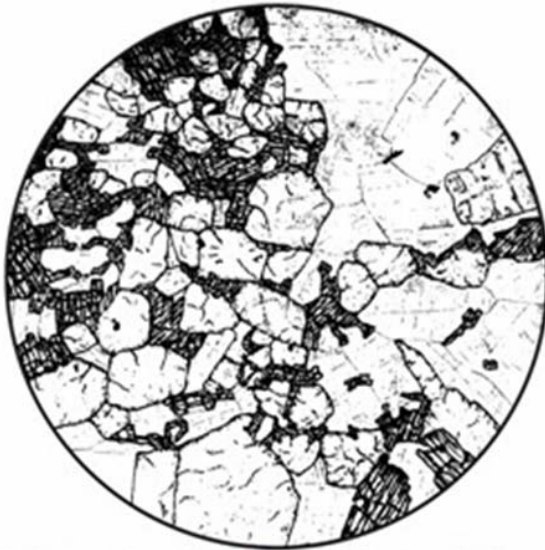


Рис. 116. Фойяїт. Структура агпаїтова: ідіоморфізм безбарвних мінералів (у даному разі найідіоморфнішим є Ne) і ксеноморфізм Aeg. Присутнім також є Fsp, Ttn. d = 4,7 мм [Половинкина, 1966, рис. 304]



Рис. 117. Псевдолейцитовий сієніт. Порода складена кулястими утвореннями Lct з дуже тонкою дактилоскопічною структурою, субідіоморфних індивідів Fsp, зонального Aug і Bt, який плеохроює у червонувато-коричневих тонах; d = 1,8 мм [Половинкина, 1966, рис. 326]



Рис. 118. Ділянка шліфу фельдшпатоїдного сієніту, у якому Fsp інтенсивно проростає червоподібними дуже тонкими вростками Ne. У шліфі видно зерна Fsp (біле), які не проросли нефеліном, Bt і рудний мінерал. Структура дактилоскопічна; d = 1,8 мм [Половинкина, 1966, рис. 318]



Рис. 119. Лужний граніт. Вкрапл. Sa. О. м. представлена табличками Sa і невеликої кількості Aeg. Типова трахітова структура о. м.; d = 4 мм [Половинкина, 1966, рис. 300]



Рис. 120. Фоноліт. Типова фонолітова структура о. м. Короткостовпчасті кристали Ne, Sa, і Art у різкоксеноморфних зернах; d = 1,5 мм [Заварицький, 1961; рис. 178, а]



Рис. 121. Лейцитовий фоноліт. У фенокристаллах Lct, Sa (внизу) і Нум (зверху зліва). О. м. складена Ne, Lct і Sa. Трапляється трохи голочок Aeg, які наростають на вкрапл. Lct; d = 2 мм [Заварицький, 1961; рис. 180, а]

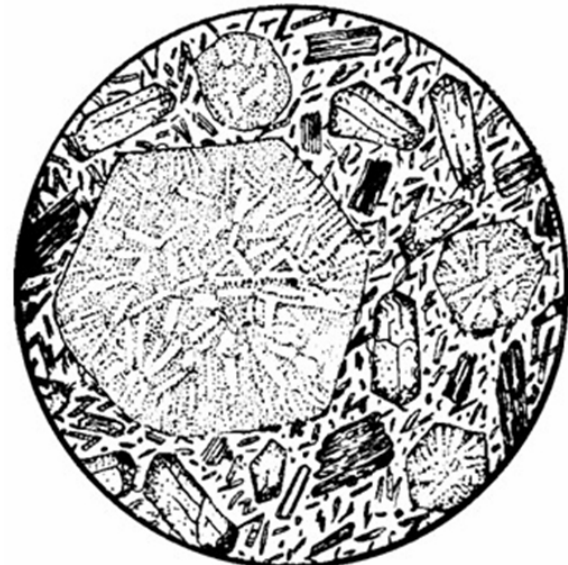


Рис. 122. Псевдолейцитовий фоноліт. Вкрапл. Lct складені з Sa непрозорих мутних цеолітів і невеликої кількості Ne; вкрапл. Bt і Di-Aug, причому останній облямований Aeg. О. м. складена голочками Aeg, Bt і Sa d = 3 мм [Вільямс та ін., 1957; рис. 30]

Жильні вивержені породи

Асхістові, які мають такі самі особливості мінерального складу, як і інтрузивні породи. Відрізняються за структурою	Діасхістові відрізняються від відповідних інтрузивних порід	
	Лейкократові (не містять кольорових мінералів): апліти, пегматити; структури аплітова, пегматитова	Меланократові (кольорових мінералів до 50%; лампрофірова)
Граніт-порфір	Граніт-апліт	
Мікрограніт	Граніт-пегматит	
Гранодіорит-порфір	Гранодіорит-апліт	
Мікрогранодіорит		
Діоритовий порфірит	Діорит-апліт	Спесартит (Пл., Ро)
Мікродіорит		Керсантит (Пл, Бі)
Кварцовий діоритовий порфірит	Кварцовий діорит-апліт	
Кварцовий мікродіорит		
Сієніт-порфір	Сієніт-апліт	Вогезит (Кнш, Ро)
Мікросієніт-порфір	Сієніт-пегматит	Ісит (пл.) (Ро)
Мікрогабро		Гаревайт (Пл, Мп, Ол)
Мікродолерит (діабаз)		
Лужний граніт-порфір	Лужний граніт-пегматит	
Лужний сієніт-порфір	Лужний сієніт-апліт	
Лужний мікросієніт (сельфсбергіт)	Лужний сієніт-пегматит	
Нефеліновий сієніт-порфір	Нефеліновий сієніт-апліт	
Нефеліновий мікросієніт	Нефеліновий сієніт-пегматит	



Рис. 123. Вогезит. У вкрапленнях Hbl, у о.м. пластинчасті кристали Ort, Hbl, а також Mag. Зверху зліва зерно карбонату. Структура породи повнокристалічна, панідіоморфна, порфіроподібна, лампрофірова. О.м. призматично-зерниста. Характерними є кородовані ксенокристи Qtz, що оточені примочками Hbl [Хетч та ін., 1975; рис. 130]



Рис. 124. Керсантит. Численні таблички червонувато-коричневого, нерівномірно-забарвленого Bt; помітнорозкладений і нечітко-зональний Pl. Структура породи повнокристалічна, панідіоморфна, порфіроподібна, лампрофірова. Структура о.м. призматично-зерниста; d = 2,3 мм. [Заварицький, 1961; рис. 111, а]



Рис. 125. Одініт. Наявність у вкрапленнях лише кольорових мінералів – ОІ і Срх, розкладених і заміщених боулінгітом, карбонатом, Sgr і окислами Fe. О. м. повнокристалічна, складена примочками Срх і бурої Нbl, надміру дрібних зерен рудного мінералу і дрібнозернистого Pl. Структура породи повнокристалічна, панідіоморфна, порфіроподібна, лампрофірова; d = 3,6 мм [Половинкина, 1966, рис. 44]

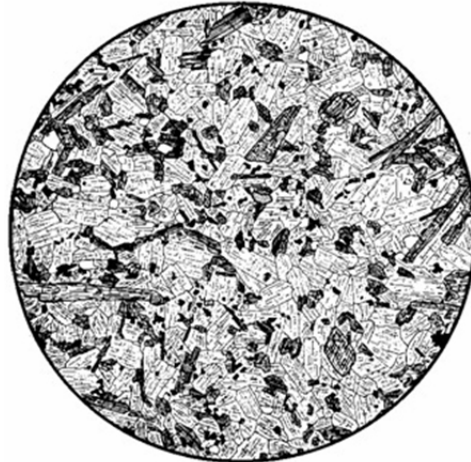


Рис. 126. Спесартит. Порода складена крупними (вкрапл.) і дрібними призмами Нbl призматичними зернами Pl. Трапляються дрібні зернятка Qtz. Структура породи повнокристалічна, панідіоморфна, порфіровидна, лампрофірова. Структура о.м. призматично-зерниста; d = 8 мм [Половинкина, 1966, рис. 142]



Рис. 127. Камптоніт. Вкрапл Brv, Aug, о.м.: Pl, Brv, Ap Mag; лампрофірова структура; d = 1,7 мм [Заварицький, 1961; рис. 193, а]

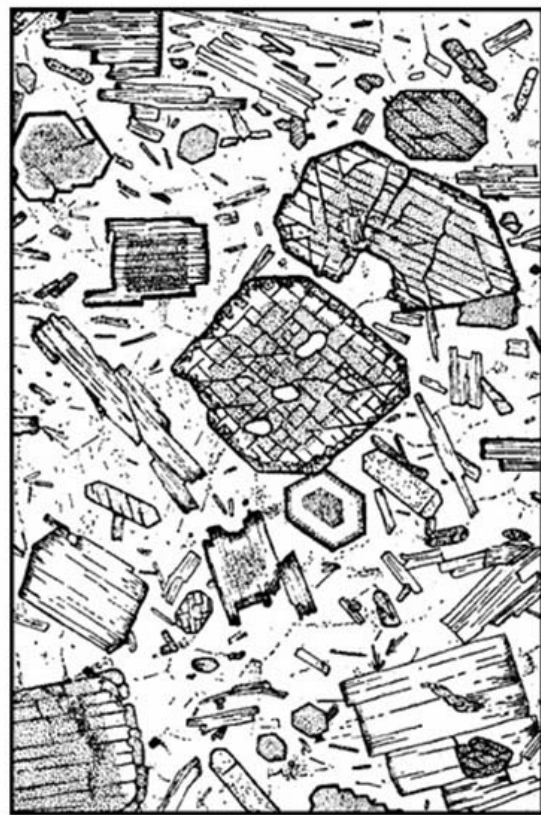


Рис. 128. Авгітова мінетта. Вкраплення Срх Vt характеризуються яскравовираженою зональністю. У невеликій кількості присутні Нbl і Ap. Структура породи повнокристалічна, панідіоморфна, порфіроподібна, лампрофірова. О. м. складена свіжим Or [Хетч та ін., 1975; рис. 129]

Умовні позначення мінералів (за Kretz R., 1983, з використанням)

Ab альбіт	Kls кальсиліт
Aeg егірин	Ktp катафорит
Aeg-Aug егірин-авгіт	Lab лабрадор
Alk лужність	Lct лейцит
Am амфібол	Lct' псевдолейцит
An анортит	Lep лепідомелан
Anl анальцим	Mag магнетит
Ap апатит	Mel меліліт
Art арфведсоніт	Mtc монтичеліт
Atg антигорит	Ms мусковіт
Aug авгіт	Ne нефелін
Brv баркевікіт	Nsn нозеан
Bt біотит	Ol олівін
Cal кальцит	Olg олігоклаз
Csn канкриніт	Orx ортопіроксен
Chr хроміт	Or ортоклаз
Chl хлорит	Phl флогопіт
Cen кліноенстатит	Pl плагіоклаз
Cpx клінопіроксен	Prp піроп
Crs кристобаліт	Prv перовськіт
Ctl хризотил	Px піроксен
Cum куммінгтоніт	Qtz кварц
Di діопсид	Rbk рибекіт
Di- Aug діопсид-авгіт	Rt рутил
En енстатит	Sa санідин
Ep епідот	Sdl содаліт
F фойди	Spl шпінель
Fa фаяліт	Srp серпентин
Fe-Aug залізистий авгіт	Tiaug титан-авгіт
Fl флюорит	Timag
	титаномagnetит
Fsp калієво-натрієвий польовий шпат	Tlc тальк
Fo форстерит	Toz топаз
Grt гранат	Trd тридиміт
Hbl рогова обманка	Ttn титаніт (сфен)
Hyp гаюін	Tur турмалін
Ilm ільменіт	Zrn циркон

Список літератури

1. *Даминова А.М.* Петрография магматических горных пород. – М.: Недра, 1967. – 232 с.
2. *Дорошенко Ю.П., Побережська І.В., Федоришин Ю.І.* Основи кристалооптики породотвірних мінералів гірських порід. — Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2012. — 50 с.
3. *Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. – М.: Изд-во. Моск. ун-та, 1985. – 278 с.
4. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. – М.: Изд-во. АН СССР, 1956. – 458 с.
5. *Лодочников В.Н.* Главнейшие породообразующие минералы. – М.: Недра, 1974. – 247 с.
6. Магматические горные породы. Кислые и средние породы / ред. В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко. — М.: Наука, 1987. — 374 с.
7. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. — Ч. 1, 2. — М., 1983. — 768 с.
8. Магматические горные породы. Основные породы / отв. ред. Е.В. Шарков. — М.: Наука, 1985. — 486 с.
9. Магматические горные породы. Ультраосновные породы / отв. ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. — М.: Наука, 1988. — 508 с.
11. Магматические горные породы. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононов, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. — М.: Наука, 1984. — 415 с.
12. *Маракушев А.А.* Петрография. — Т. 1. — М.: Изд-во. Моск. ун-та, 1976. — 382 с.
13. *Молявко В.Г., Павлов Г.Г.* Петрография магматичних гірських порід. — К.: ВПЦ “Київський університет”, 2002. — 210 с.
14. *Половинкина Ю.И.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. — Т. 1. — М.: Недра, 1966. — 424 с.
15. *Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. — Ленинград: Недра, 1973. — 392 с.

16. *Свєшніков К.І., Побережська І.В., Дорошенко Ю.П.* Магматичні породи та породні сполучення: петрографія, петрологія, методи досліджень. — Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2010. — 426 с.

17 *Ушакова Е.Н., Шелепаев Р.А., Изох А.Э., Сухоруков В.П., Никитин А. А.* Магматические горные породы: систематика, номенклатура, структуры и текстуры: электрон. учеб. пособие [http:](http://www.mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html)

[//www.mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html](http://www.mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html)

ЗМІСТ

Вступ.....	3
1. Головні породотвірні мінерали та принципи класифікації магматичних порід.....	3
2. Основні поняття про будову магматичних порід.....	11
3. Приклади мікроскопічного опису магматичних гірських порід.....	17
4. Основні структури і таблиці для визначення видів магматичних гірських порід	21
Список літератури.....	59