

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

**К. І. Свєшніков,
І. В. Побережська,
Ю. П. Дорошенко**

МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ ТА ПОРОДНІ СПОЛУЧЕННЯ

**(ПЕТРОГРАФІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ,
МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ)**

Навчальний посібник

*Затверджено
Міністерством освіти і науки України*

Львів
2010

УДК 552.3.08(075.8)

ББК Д342я73

С 24

Рецензенти:

д-р геол.-мін. наук, проф. *І. С. Паранько*
(Криворізький технічний університет, м. Кривий Ріг);

д-р геол.-мін. наук, проф. *Т. П. Волкова*
(Донецький національний технічний університет, м. Донецьк);

д-р геол.-мін. наук, проф. *О. Й. Петриченко*
(Інститут геології, геохімії горючих корисних копалин НАН України, м. Львів)

*Затверджено Міністерством освіти і науки України
як навчальний посібник для студентів геологічних спеціальностей
вищих навчальних закладів.
Лист № 14/18-Г-1358 від 02.08.2007 р.*

Свешніков К. І.

С 24 Магматичні породи та породні сполучення : (петрографія, петрологія, методи досліджень) : навчальний посібник / К. І. Свешніков, І. В. Побережська, Ю. П. Дорошенко. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 426 с.

ISBN 978-966-613-790-9.

Викладено теоретичні основи магматичної петрографії, подано базові розділи петрографії магматичних порід : кристалооптичні дослідження, розширений опис мінералів під мікроскопом, описано головні групи магматичних порід, їхню будову, форми залягання та процеси утворення. Розглянуто сучасний стан вчення про сполучення цих порід та магматичні процеси.

Для студентів вищих навчальних закладів природничих спеціальностей.

УДК 552.3.08(075.8)
ББК Д342я73

© Свешніков К. І., Побережська І. В.,
Дорошенко Ю. П., 2010

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2010

ISBN 978-966-613-790-9

1. КРИСТАЛООПТИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ МІНЕРАЛІВ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД



Кристаллооптичні методи вивчення гірських порід ґрунтуються на використанні поляризованого світла, яке застосовують у поляризаційних мікроскопах. Вони потребують знання основ оптики та геометричної кристалографії, без чого оптичні явища, які спостерігають під мікроскопом, не зрозумілі.

1.1. Кристаллооптичні явища

Поняття про світло. Світло – складне природне явище, з одного боку, – це безперервний потік матеріальних частинок – фотонів з певною енергією і кількістю руху, а з іншого, – хвильове електромагнітне коливання, яке виникає в разі зміни електричного та магнітного векторів. Обидва вектори рівнозначні між собою, орієнтовані взаємно перпендикулярно й коливаються у площині, перпендикулярній до напрямку поширення світла (рис. 1.1).

Світло поширюється у просторі, зберігаючи сталу довжину хвилі та одночасно змінюючи значення й напрям цих векторів. У цьому разі постійно відбувається обертальний рух векторів (тобто коливання спостерігають у всіх напрямках однаково, і вектори описують коло); таке світло називають *звичайним*. Коли промінь падає на якусь площину і відбивається від неї, він ніби зазнає деформування. Електричний та магнітний вектори під час обертання описують уже не коло, а еліпс. Подібне явище відбувається під час переходу світла з одного середовища в інше (наприклад, з

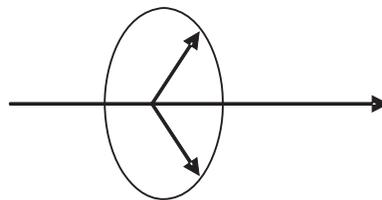


Рис. 1.1. Коливання електричного та магнітного векторів у площині, перпендикулярній до напрямку поширення променя

повітря у воду). Таке світло називають *частково поляризованим*. Якщо промінь світла послідовно потрапляє у різні середовища, то ступінь його поляризації зростає. У підсумку можна досягнути такого положення, за якого коливання світлових хвиль відбувається тільки в одній певній площині; таке світло називають *поляризованим*. Поляризація світла виникає, наприклад, під час проходження його крізь кристал. Ступінь поляризації залежить також від кута, під яким світло падає на межу двох середовищ. У цьому випадку світло частково відбивається від цієї межі, а частково проходить через неї. Якщо знайти таке положення, коли кут між відбитим променем і тим, що проходить через межу, становитиме 90° , то обидва промені будуть повністю поляризовані. Досягти стовідсоткової поляризації світла загалом неможливо.

Так зване біле світло є поєднанням хвиль різної довжини. Воно складається з семи (на думку деяких дослідників, восьми) монохроматичних променів, для кожного з яких характерна своя довжина хвилі. Від червоного до фіолетового монохроматичних променів довжина хвилі змінюється від 800 до 400 мілімікронів (мільйонних часток міліметра). У природі існують коливання з більшою (радіохвилі) та меншою (рентгенівські промені) довжиною хвилі. Усі вони мають електромагнітну природу, проте наше око сприймає лише частину з них у зазначеному вище діапазоні.

Заломлення світла. Швидкість поширення світла залежить від оптичної густини середовища. Під час переходу світла з одного середовища в інше на межі поділу середовищ відбувається зміна швидкості поширення світла та напрямку променя. Якщо промінь падає нормально (під кутом 90°) до межі поділу двох середовищ, то в разі переходу з одного середовища в інше він змінить тільки швидкість і збереже напрям. Якщо ж промінь падає косо (під гострим кутом) до межі двох середовищ, то під час переходу з одного середовища в інше він змінить і швидкість, і напрям. Кут між променем, що падає, і перпендикуляром до площини поділу двох середовищ називають *кутом падіння*; кут між променем, що зазнає заломлення, і тим же перпендикуляром називають *кутом заломлення*. За законом Снелліуса–Декарта

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} = \text{const},$$

де i – кут падіння; r – кут заломлення; V_1 – швидкість поширення світла в першому середовищі; V_2 – швидкість поширення світла у другому середовищі.

Для двох певних середовищ співвідношення синуса кута падіння та синуса кута заломлення є сталою величиною, яка дорівнює співвідношенню швидкості поширення світла в середовищі I (v_1) до швидкості поширення світла в середовищі II (v_2). Це співвідношення позначають буквою n і

називають показником заломлення середовища II щодо середовища I. Співвідношення швидкості поширення світла у повітрі v_0 до швидкості у певному середовищі називають *показником заломлення* цього середовища. Показник заломлення не має розмірності й для мінералів завжди більший від одиниці (оскільки швидкість світла в повітрі у всіх випадках є більшою, ніж швидкість у будь-якому кристалі). Значення показника заломлення є важливою діагностичною характеристикою різних мінералів. Зрозуміло, що виміряти швидкість проходження світла у кристалі неможливо, однак для визначення цієї величини за наведеною формулою достатньо виміряти кути падіння та відхилення променів світла, коли вони проходять через кристал. Для цього є спеціальні прилади – гоніометри та рефрактометри.

Коли світло потрапляє з менш щільного середовища у щільніше, кут заломлення завжди є меншим від кута падіння. Значення кута падіння може змінюватись від 0 до 90°, тоді як кут заломлення може сягати лише певного значення, яке називають *граничним кутом*. Якщо світло потрапляє зі щільнішого середовища в менш щільне, то кут заломлення більший від кута падіння. Якщо ж кут падіння в разі переходу від щільнішого до менш щільного середовища виявиться більшим, ніж граничний кут, то промінь світла не зможе перетнути межі цих середовищ і відіб'ється від неї, залишившись у щільнішому середовищі. Це явище отримало назву *повного внутрішнього відбиття* світла. За менших кутів падіння відбувається часткове відбиття променів. Чим більша різниця між показниками заломлення обох середовищ, тим менше значення має граничний кут і тим більше променів, які падають на межу поділу цих середовищ, матимуть повне внутрішнє відбиття. Це явище зумовлює з боку середовища з більшим показником заломлення концентрацію променів у вигляді вузької світлової смужки, яка виділяє межу поділу між ними і дає змогу визначити відносне значення показників заломлення цих середовищ. Цю смужку називають *смужкою Бекке* за прізвищем петрографа, який уперше дослідив це явище. Її може бути погано видно, проте вона обов'язково наявна на межі двох середовищ (у тому числі кристалів), які мають різне значення показника заломлення. Доведено, що зі збільшенням відстані між препаратом, який вивчають, та оком дослідника, смужка Бекке переміщується в бік середовища з більшим показником заломлення. Це дає змогу визначати співвідношення показників заломлення різних речовин (мінералів) без вимірювання їхнього значення, лише за поведінкою смужки Бекке.

На використанні смужки Бекке ґрунтується також імерсійний метод визначення показника заломлення. Для цього на заводах виготовляють набори рідин, кожна з яких має заздалегідь виміряний на рефрактометрі показник заломлення. Кристал, показник заломлення якого треба виміряти, занурюють у різні рідини, доки не доберуть таку рідину, на межі якої і кристала смужки Бекке практично не спостерігають. Усі мінерали мають

різні показники заломлення, і це одна з найважливіших характеристик, які використовують для розрізнення мінералів під мікроскопом.

Двозаломлення. Мінерали належать до семи сингоній, які поділяють на вищі, середні та нижчі. До вищих належить кубічна сингонія, до середніх – гексагональна, тригональна та тетрагональна, до нижчих – ромбічна, моноклінна та триклінна. У мінералах кубічної сингонії всі напрями однакові, тобто такі мінерали однорідні (ізотропні) за внутрішньою будовою. Світло, проходячи через них, поширюється у всіх напрямках однаково. Мінерали середніх та нижчих сингоній анізотропні, тобто властивості їхньої будови й здатність пропускати світло у різних напрямках – різні. Важливою властивістю оптично анізотропного середовища є здатність розкласти промінь світла на дві хвилі, коливання яких відбуваються в двох взаємно перпендикулярних площинах з різними швидкостями й, відповідно, різними показниками заломлення. Ефект розкладання одного променя на два називають *двозаломленням*. Під час проходження через ізотропні речовини (мінерали кубічної сингонії, звичайне скло та інші) промінь світла зазнає заломлення, але не розкладається, тобто двозаломлення в них не виникає.

Двозаломлення виявив 1669 р. данський учений Е. Бартолін у кристалі прозорого кальциту (ісландського шпату). Було помічено, що, розглядаючи крізь кристал будь-який невеликий предмет, наприклад, крапки на папері, можна побачити не одне зображення, а два. Під час обертання кристала одне зображення є нерухомим, а інше в разі повертання кристала на 360° описує навколо першого невелике коло. Це явище можливе тоді, коли один промінь проходить крізь кристал майже без зміни напрямку, а інший заломлюється щодо першого під більшим кутом. На виході з кристала обидва промені зберігають паралельний до первинного напрямку, однак вони поляризовані у двох взаємно перпендикулярних площинах.

У кристалах середніх сингоній перший промінь має сталий показник заломлення в усіх напрямках, його називають звичайним і позначають n_o (ordinary – звичайний); другий промінь має змінний показник заломлення в різних напрямках, його називають незвичайним і позначають n_e (extraordinary – незвичайний). Обидва промені під час проходження через кристал зазнають заломлення і відхиляються на певний кут (якщо промінь падає перпендикулярно до площини кристала, то звичайний промінь узагалі не відхилиться, відхилитись буде лише незвичайний промінь). У більшості мінералів розходження між звичайним і незвичайним променями не перевищує 1° , тому, дивлячись на предмет через прозорий кристал кварцу, ми не побачимо оптичних ефектів. Проте для деяких речовин це розходження є значно більшим; наприклад, для ісландського шпату воно дорівнює 6° . Саме це зумовлює появу подвійного зображення.

Співвідношення швидкостей звичайного та незвичайного променів і, відповідно, показників заломлення в різних мінералах різне. Для більшої

наочності коливання векторів кожного окремо взятого звичайного променя можна зобразити у вигляді кола, перпендикулярного до напрямку поширення світла, а незвичайного – у вигляді еліпса (див. рис. 1.1). Коливання сукупності звичайних променів, які проходять через кристал у різних напрямках, можна уявити у вигляді кулі, а незвичайних – у вигляді еліпсоїда. У цьому разі можливі два протилежні випадки: куля може бути вписана в еліпсоїд (якщо $n_e > n_o$), або, навпаки, еліпсоїд може бути вписаний у кулю (якщо $n_e < n_o$). В обох випадках є одна площина, у межах якої діаметр кулі збігається з віссю еліпсоїда (рис. 1.2). Якщо промінь світла буде проходити через кристал перпендикулярно до цієї площини, то показники заломлення звичайного та незвичайного променів збігатимуться ($n_o = n_e$) і двозаломлення не виникне. Цей напрям називають *оптичною віссю кристала*, у мінералах середніх сингоній він збігається з віссю симетрії кристала вищого порядку – L_4 , L_3 і L_6 . Кристали середніх сингоній оптично одновісні.

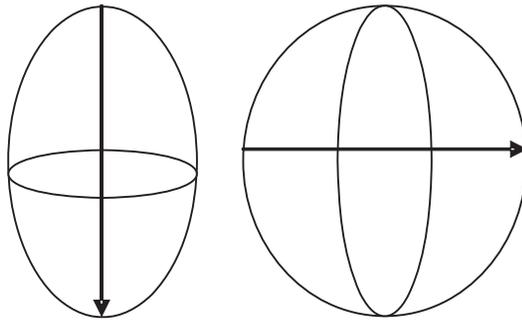


Рис. 1.2. Оптичні осі в кристалах середніх сингоній

Під час проходження крізь кристали нижчих сингоній промінь світла розкладається на два незвичайні, показники заломлення кожного з яких змінюються в різних напрямках. Коливання кожного з таких променів можна уявити у вигляді еліпсів, а всієї сукупності променів – у вигляді двох еліпсоїдів, орієнтованих під певним кутом один до одного. На перетині цих еліпсоїдів виникають дві кругові площини, у межах яких осі обох еліпсоїдів збігаються, тобто в межах цих площин показники заломлення виявляються однаковими у всіх напрямках. Відповідно, під час проходження світла у напрямках, перпендикулярних до цих площин, промені не розкладаються і двозаломлення не відбувається. Ці напрями є оптичними осями кристалів нижчих сингоній. Такі кристали, отже, є двовісними.

Для відображення двозаломлення використовують так звану оптичну індикатрису. *Оптична індикатриса* – це уявна геометрична фігура, яка відображає у певному масштабі показник заломлення під час проходження світла через кристал у різних напрямках (нагадаємо, що показники

заломлення відображають коливання світла в площинах, перпендикулярних до напрямку проходження променя).

Форма індикатриси ізотропних тіл – куля. Оптична індикатриса одновісного кристала середньої сингонії має вигляд двовісного еліпсоїда обертання з двома неоднаковими взаємно перпендикулярними осями (рис. 1.3). Довгу вісь еліпсоїда прийнято називати N_g (скорочення від франц. *grand* – великий), а коротку – N_p (*petit* – малий). Якщо оптична вісь збігається з N_g , то кристали вважають оптично додатними. У разі збіжності оптичної осі з N_p говорять про оптично від’ємні кристали¹.

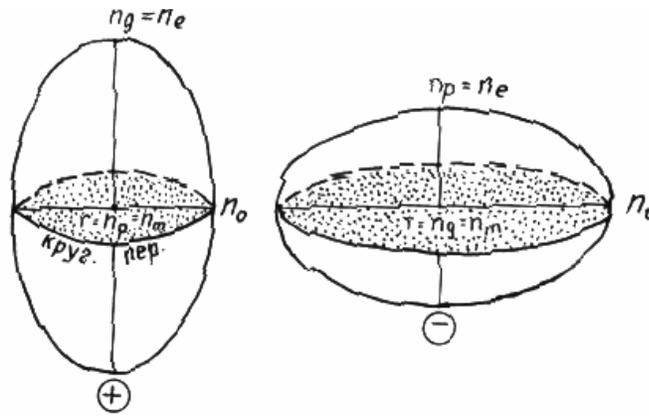


Рис. 1.3. Оптична індикатриса одновісного кристала

Оптична індикатриса двовісних кристалів нижчих сингоній має форму тривісного еліпсоїда з трьома взаємно перпендикулярними (рис. 1.4) різними за розміром осями, півосі яких відповідають трьом показникам заломлення: N_g , N_m (*moyen* – середній) та N_p – мінімальному.

В індикатрисі двовісних кристалів розрізняють три головні перетини, кожен з яких проходить через будь-які дві осі: N_g – N_m , N_m – N_p , N_g – N_p . На площині N_g – N_p (головний перетин) лежать оптичні осі, її називають *площиною оптичних осей*. Оптичні осі розташовані під деяким кутом одна до одної і симетрично до осей індикатриса, тому N_g та N_p є бісектрисами кутів між оптичними осями. Якщо гострою бісектрисою є вісь N_g , то мінерал вважають оптично додатним, якщо вісь N_p – оптично від’ємним (див. рис. 1.4).

Одна з характеристик мінералів – значення кута між осями ($2V$), яке записують зі знаком “+” для оптично додатних та знаком “-” для оптично

¹ Особливо наголосимо, що під час петрографічних досліджень розрізняють кристалографічні осі (a , b , c), осі симетрії кристалів (L_2 , L_4 та ін.), оптичні осі кристалів (одна або дві) та осі індикатриса (N_g , N_p). Для початківців використання терміна “вісь” у різних значеннях створює великі незручності, однак ці поняття необхідно чітко розрізняти.

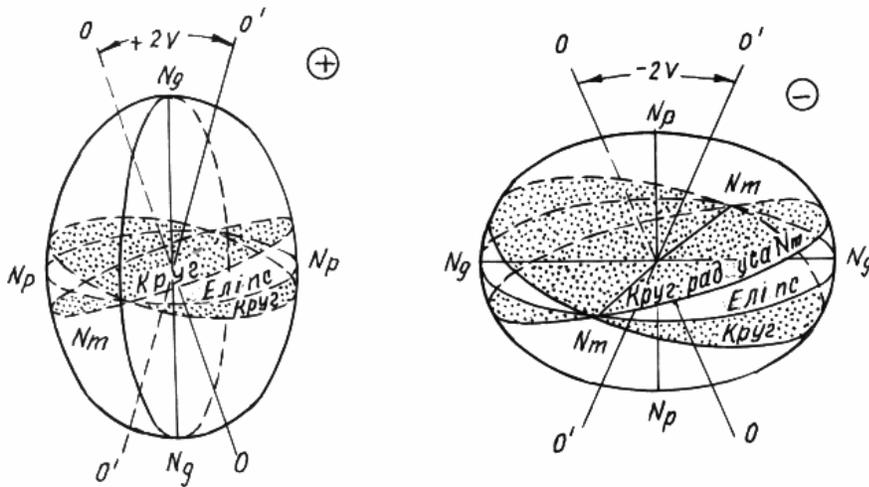


Рис. 1.4. Оптична індикатриса двовісних кристалів

від'ємних кристалів. Орієнтування індикатриса у двовісних мінералах для кожної сингонії різне. В кристалах ромбічної сингонії всі три осі індикатриса розташовані паралельно до трьох взаємно перпендикулярних кристалографічних осей; у кристалах моноклінної – середня вісь індикатриса N_m збігається з другою кристалографічною b , дві інші розташовані під гострими кутами до осей a і c . У триклінних кристалах жодна з осей індикатриса не збігається з кристалографічними осями.

1.2. Мікроскопічні методи досліджень

Головний метод петрографічних досліджень – мікроскопічний за допомогою поляризаційного мікроскопа (тобто такого, який перетворює звичайне світло у поляризоване). Мікроскоп складається зі штатива та оптичної системи, прикріпленої до нього (рис. 1.5). Оптична система знизу вгору складається з дзеркальця 1, яке спрямовує світло в систему, лінзи–поляризатора 2 (її ще називають нижнім ніколем), зробленої з ісландського шпату, яка пропускає світло лише вздовж однієї площини (тобто ця лінза поляризує світло), об'єктива 3, який збільшує зображення предмета, лінзи–аналізатора 4 або верхнього ніколя (ця лінза ідентична поляризатору, однак повернута щодо нього на 90° , тобто пропускає світло в площині, перпендикулярній до напрямку коливань світла, яке виходить з поляризатора); окуляра 5, що також збільшує зображення й через який ведуть безпосереднє спостереження.

Головним об'єктом досліджень є шліфи. Шліф – це тонкий зріз (до 0,03 мм) гірської породи, який кріплять на предметному склі так званім

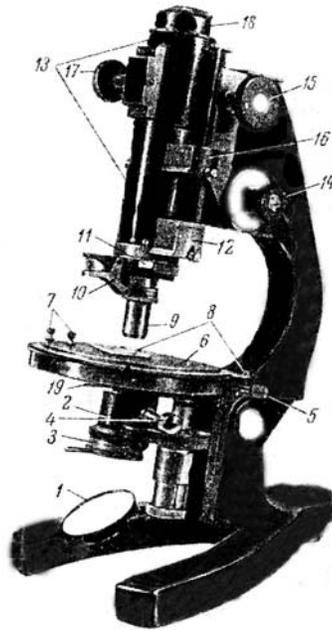


Рис. 1.5. Мікроскоп:

- 1 – дзеркало; 2 – освітлювальний пристрій; 3 – поляризатор; 4 – лінза Лазо;
 5 – гвинт для закріплення столика; 6 – предметний столик; 7 – клєми;
 8 – ноніус; 9 – об’єктив; 10 – прищепка, яка прикріплює об’єктив до тубуса;
 11 – отвір для компенсаційних пластинок; 12 – аналізатор; 13 – тубус;
 14 – мікромірний гвинт; 15 – кремальєра тубуса; 16 – лінза Бертрана; 17 –
 кремальєра лінзи Бертрана; 18 – окуляр; 19 – важіль діафрагми

канадським бальзамом і закривають зверху накривним склом. За допомогою поляризаційного мікроскопа вивчають лише ті мінерали, які в шліфах є прозорими (хоча макроскопічно переважна більшість таких мінералів непрозора). Непрозорі в шліфах рудні мінерали (їх вивчають іншими способами у відбитому світлі).

Шліф закріплюють на предметному столику мікроскопа, розташованому між нижнім ніколем та об’єктивом, за допомогою так званих лапок або змочивши нижню поверхню предметного скла водою. Мікроскоп треба оберегти від ударів і струсу, брати та ставити до футляра, не поспішаючи, обережно. Усі пристосування – об’єктиви, окуляри, лінзи – вводити та виводити плавно.

Об'єктиви й окуляри необхідно оберегати від падіння. Скло окулярів, лінз та інших оптичних частин треба берегти від забруднень, не можна торкатися їх пальцями. Протирають оптику тільки чистою м'якою ганчіркою. Освітлювальну лампу не потрібно ставити дуже близько до мікроскопа, тому що від сильного нагрівання може розклеїтись поляризатор.

Для роботи штатив мікроскопа встановлюють у нахиленому положенні. Перед початком роботи мікроскоп треба перевірити:

1) досягти чіткості зображення двох ниток, що встановлені в окулярі під прямим кутом одна до одної. Для цього витягують окуляр з тубуса мікроскопа, повертають оправу окуляра, дивлячись на джерело світла, та домагаються чіткості зображення перехрестя ниток (стосовно свого зору); після цього встановлюють окуляр у тубус мікроскопа так, щоб його виступ в оправі увійшов у проріз на тубусі мікроскопа;

2) перевірити схрещування ніколів. Поляризатор і аналізатор установлені в мікроскопі так, що площини коливань променів, які проходять крізь них, взаємно перпендикулярні, тобто перехрещені. Якщо введені одночасно поляризатор і аналізатор, то світло крізь оптичну систему мікроскопа не проходить і поле зору в окулярі має бути чорним. Якщо цього немає, необхідно повернути аналізатор чи поляризатор на певний кут так, щоби досягти повного затемнення;

3) визначити напрям коливань променя в поляризаторі за допомогою біотиту (див. нижче). Для цього поворотом столика мікроскопа зерно біотиту зі спайністю ставлять у таке положення, щоб його забарвлення стало найгустішим (темно-коричневим), тоді напрям тріщин спайності або витягнутість граней біотиту відповідатиме напрямку коливань променів у поляризаторі;

4) відцентрувати мікроскоп. Центр обертання столика мікроскопа та об'єktiv відцентровані, якщо вибране зерно, суміщене з перехрестям ниток окуляра, під час обертання столика мікроскопа залишається на місці. Якщо зерно "сходить" з перехрестя ниток і в разі повного обертання (360°) описує коло, зсуваючись з нього, це означає, що об'єktiv розцентрований. Центрування виконують за допомогою центрувальних гвинтів, які встановлюють у "вусики" об'єктива. Для цього шліф переміщують на столику мікроскопа, щоб сумістити якийсь зерно з центром ниток. Після цього повертають столик мікроскопа на 180° і центрувальними гвинтами зерно пересувають на половину відстані (радіуса) описаного зерном кола до перехрестя ниток. Потім пересувають шліф руками так, щоб це ж зерно знову сумістити з перехрестям ниток, і повторюють цю операцію доти, доки вибране зерно не буде на місці під час обертання столика мікроскопа.

Прозорі мінерали під мікроскопом можна досліджувати трьома методами – ортоскопічним (дослідження в паралельних променях), коноскопичним (дослідження в променях, що сходяться) та теодолітним (дослідження в шліфах, які можна обертати одночасно в кількох площинах). Останній метод більше відомий як Федорівський за ім'ям його винахідника Є.С. Федорова. Розглянемо лише два перші методи, використання яких не потребує спеціального обладнання.

1.3. Ортоскопічний метод досліджень

Найбільше поширений ортоскопічний метод досліджень. У разі його використання промені світла зберігають взаємну паралельність, проникаючи через оптичну систему протягом усього шляху.

1.3.1. Спостереження за одного ніколя

Світло, що проходить у разі виведеного верхньому ніколя-аналізатора, дає змогу спостерігати за формою зерен (габітус), спайністю (характер і ступінь її досконалості), кольором мінералу та його зміною під час повертання столика мікроскопа (плеохроїзм), псевдоабсорбцією. Відповідно роблять висновок про належність мінералу до однієї з оптичних груп за значенням показника заломлення.

1. **Показник заломлення** – одна з найважливіших властивостей мінералу. Про відносний показник заломлення мінералу можна зробити висновки за смужкою Бекке, чіткістю контуру мінералу, наявністю так званої шагренової поверхні та дисперсійного ефекту. Смужку Бекке спостерігають у разі одного поляризатора зі злегка прикритою діафрагмою на межі двох середовищ (мінералів або мінералу та канадського бальзаму). Під час піднімання тубуса мікроскопа смужка рухається на речовину (мінерал або бальзам) з більшим показником заломлення, а під час опускання – на речовину з меншим показником заломлення. Коли роблять шліф, його проварюють у канадському бальзамі (його отримують зі смоли). Тому ми постійно спостерігаємо в шліфах бальзам поряд з мінералами. Мінерали, які суттєво відрізняються за показником заломлення від канадського бальзаму, мають певний рельєф: вони ніби здіймаються (або опускаються) порівняно з канадським бальзамом. Мінерали з показниками заломлення, близькими до канадського бальзаму, мало відрізняються від бальзаму. Канадський бальзам рельєфу не має і під час спостережень у разі одного ніколя виглядає як порожнє місце.

Поверхня мінералів у шліфах має нерівності, це зумовлює нерівномірний розподіл променів світла. Чим більша різниця показників заломлення

мінералів і канадського бальзаму, тим ліпше виявлена ця поверхня нерівна (шагренева). Якщо ж мінерал і канадський бальзам мають близькі показники заломлення, то шагреневої поверхні не видно.

Дисперсійний ефект (В.М. Лодочникова) простежується на межі двох безбарвних мінералів (або середовищ), у яких показники заломлення близькі. Смушка Бекке в цьому випадку забарвлена: з боку мінералу, що має більший показник заломлення, у синювато-зеленкуватий колір, а з боку мінералу, що має менший показник, – у золотисто-жовтий. Цей ефект зумовлений заломленням хвиль різної довжини (тобто хвиль монохроматичного світла) під час переходу з одного середовища в інше.

Відомий петрограф В.М. Лодочников усі прозорі мінерали за абсолютною величиною показника заломлення розділив на сім груп. Треба навчитися визначати належність досліджуваного мінералу до однієї з семи груп, це полегшить його подальшу діагностику.

Характеристики оптичних ефектів, властивих мінералам кожної групи, дають, порівнюючи їх з канадським бальзамом, показник заломлення якого дорівнює 1,537–1,540.

Група I (показник заломлення – 1,41–1,47). Рельєф мінералів сильно відрізняється від канадського бальзаму, добре видно чітку шагреневу поверхню; на межі з бальзамом завдяки дисперсійному ефекту мінерали мають золотисто-рожевий відтінок, смужка Бекке прямує на канадський бальзам (флюорит, опал, триміт).

Група II (показник заломлення – 1,47–1,53). Рельєф мінералів слабко виражений, шагреневої поверхні немає або вона ледь помітна, дисперсійний ефект видно добре (золотисто-рожевий); смужка Бекке прямує на бальзам (калієві польові шпати, лейцит, нозеан, содаліт, вулканічне скло, багате на кремнезем – сполуку SiO_2).

Група III (показник заломлення – 1,535–1,545). Рельєфу та шагреневої поверхні не видно, смужка Бекке та дисперсійний ефект непомітні (альбіт, халцедон, нефелін, серпентин, вулканічне скло з помірним вмістом кремнезему).

Група IV (показник заломлення – 1,55–1,60). Рельєф слабо виражений, шагреневої поверхні немає або вона ледь помітна за майже повністю закритої діафрагми, смужка Бекке прямує на мінерал, дисперсійний ефект чіткий зеленкуватий (плагіоклази, кварц, мусковіт, тальк, хлорити, кордієрит, вулканічне скло з низьким вмістом кремнезему).

Група V (показник заломлення – 1,61–1,66). Рельєф та шагренева поверхня чітко виражені; дисперсійний ефект добре видно (зеленкуваті відтінки на межі з канадським бальзамом та мінералами першої, другої груп), смужка Бекке прямує на мінерал (апатит, актиноліт, тремоліт, топаз, біотит).

Група VI (показник заломлення – 1,66–1,78). Рельєф та шагренева поверхня виявлені ще ліпше, ніж у попередній групі; дисперсійний ефект

видно погано, смужка Бекке прямує на мінерал, однак ледь помітна (піроксени, олівін, рогова обманка, силіманіт, ставроліт).

Група VII (показник заломлення – $> 1,8$). Рельєф дуже “високий”², шагренева поверхня чітка, зерна ніби оточені темно-сірою смужкою (поверхня мінералу здається буруватою або сіруватою); смужка Бекке та дисперсійний ефект непомітні внаслідок грубих обрисів зерен (циркон, сфен, гранати).

2. Форма зерен (або габітус). У шліфах ми спостерігаємо пласкі перерізи кристалів. За формою розрізняють такі кристали (рис. 1.6):

1) **ізометричні** (співвідношення довгої та короткої осей – $\leq 2:1$, характерне для кристалів кубічної сингонії – флюориту, гранату та ін.);

2) **таблицеподібні** – більшість зрізів має форму видовжених табличок (співвідношення довгої та короткої осей – від 2:1 до 4:1, характерне для кристалів триклінної та моноклінної сингоній – польових шпатів, амфіболів);

3) **призматичні** – видовжені брускоподібні зрізи з рівними кінцевими гранями (співвідношення довгої та короткої осей – 4–10:1, характерне для кристалів моноклінної, ромбічної, тригональної та гексагональної сингоній – піроксенів, рогових обманок, апатиту, силіманіту, андалузиту та ін.);

4) **призматично-дипірамідально-видовжені** зрізи, які закінчуються по краях пірамідами (кристали ромбічної та середніх сингоній – циркон, рутил, олівін та ін.);

5) **тичкуваті** (співвідношення довгої та короткої осей – 10–20:1) і **голчасті** ($> 20:1$) – видовжені зрізи з загостреними кінцями (кристали моноклінної, ромбічної та середніх сингоній: актиноліт, силіманіт, тремоліт, воластоніт та ін.);

6) **волокнисті** – дуже тонкі, ниткоподібні, часто вигнуті кристали (асбест, фібrolіт, волокнистий гіпс);

7) **лускоподібні** (пластинчасті, лускуваті) – зрізи паралельні (рис. 1.7, а) та перпендикулярні (рис. 1.7, б) до площини спайності, мають пластинчасті форми, часто без правильних обрисів (слюди, тальк, хлорити).

За ступенем досконалості граней форми кристалів поділяють на **ідіоморфні** (зовсім правильні), **гіпідіоморфні** (не зовсім правильні) та **ксеноморфні** (неправильні).

Розмір зерен мінералів визначають за допомогою окуляра, на скло якого нанесені лінійні поділki або сітка, – відповідно, окуляра-мікрометра або сітчастого окуляра. Лінійна шкала окуляра-мікрометра розділена на 100 частинок, ціна однієї малої поділki залежить від загального збільшення мікроскопа (загальне збільшення визначають як добуток збільшення

² Так званий високий рельєф мінералів сьомої групи та низький першої групи легко сплутати, тому висновок про належність мінералу до однієї з цих груп завжди треба перевіряти за поведінкою смужки Бекке.

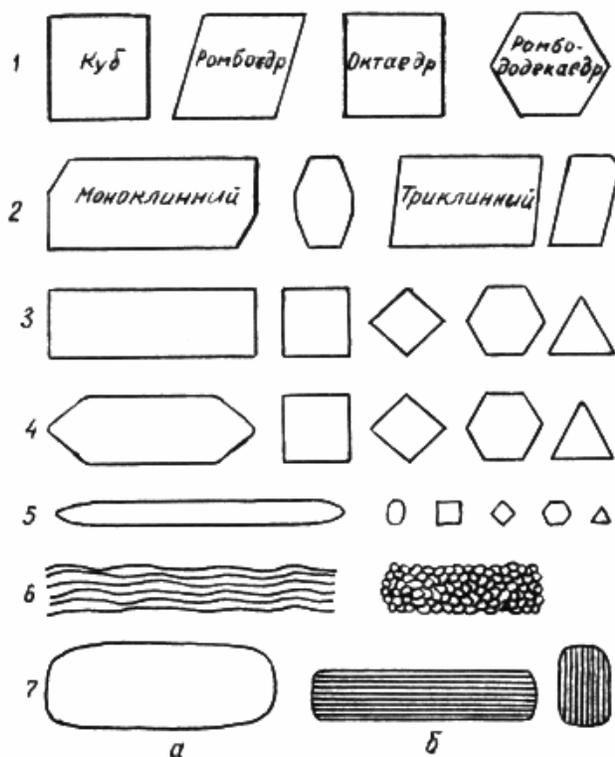


Рис. 1.6. Морфологія кристалів у плоских зрізах

об'єктива та збільшення окуляра; збільшення кожного з них зокрема написано на оправі). Тому в комплекті мікроскопа є прозора мірна лінійка, довжина якої – 2 мм. Цю лінійку кладуть на столик мікроскопа і, дивлячись в окуляр-мікрометр, визначають, скільком поділкам окуляра-мікрометра відповідають 2 мм мірної лінійки. Після цього простий перерахунок дає змогу обчислити ціну поділки окуляра-мікрометра (чи сітчастого окуляра) за заданого збільшення. Для характеристики розміру зерна мінералу визначають його довжину та ширину в міліметрах (залежно від габітусу зерна).

3. Спайність – це здатність мінералів розколюватись уздовж площин паралельно до дійсних або можливих кристалографічних граней, що пояснюють будовою просторової ґратки. Під мікроскопом у шліфах спайність виявляється у вигляді паралельних темних ліній (тріщин), за витриманістю яких можна розрізнати ступінь досконалості спайності. *Дуже досконала спайність* – тріщини витримані, тонкі та чіткі, розташовані на близькій відстані одна від одної (подібна спайність властива слюдам). *Досконала* – тріщини спайності добре витримані, проте товстіші та рідкісніші. Подібну спайність мають амфіболи та піроксени (по 110), польові шпати (по 010 та

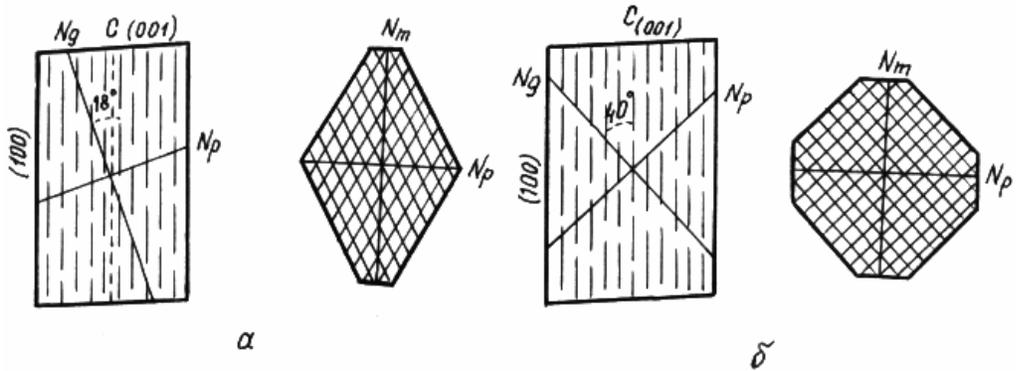


Рис. 1.7. Спайність у двох напрямках:
а – амфіболи; б – піроксени

001), карбонати (по 1011), скаполіт (по 110), андалузит (по 110), флюорит (по 111). **Недосконала** – тріщини спайності поодинокі та невитримані у вигляді окремих рисочок (олівін, апатит, нефелін).

У шліфах залежно від розрізу зерна спостерігають спайність в одному, інколи у двох напрямках. Спайність є важливою діагностичною ознакою деяких мінералів. Наприклад, у амфіболах та піроксенах у поздовжніх або косих розрізах простежують спайність в одному напрямі, а в поперечних розрізах – у двох (рис. 1.7). Ці мінерали надійно розрізняють за кутом спайності між двома системами тріщин спайності – 56 або 124° в амфіболах (див. рис. 1.7, а) та 87 або 93° у піроксенах (див. рис. 1.7, б).

Для визначення кута між тріщинами спайності (рис. 1.8) необхідно: вибрати зерно з тріщинами, що перетинаються, та поставити його на перехрестя ниток; паралельно до вертикальної нитки окулярного перехрестя поставити першу систему тріщин спайності; взяти відлік за ноніусом;

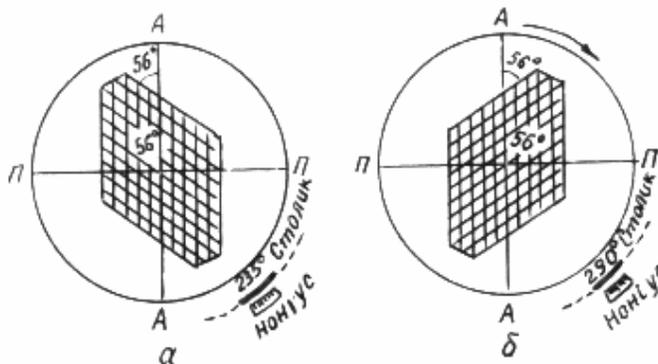


Рис. 1.8. Визначення кута спайності у зернах амфіболу

повертанням столика мікроскопа поставити паралельно до вертикальної нитки перехрестя другу спайність; взяти відлік за ноніусом; відняти менше значення від більшого.

4. Забарвлення та плеохроїзм мінералів. Забарвлення мінералів зумовлене вибірковим, тобто неоднаковим поглинанням (абсорбцією) у мінералі променів різних довжин хвиль. Мінерали, які пропускають усі промені спектра, виглядають у шліфах безбарвними. Якщо в мінералі частина спектра зазнає поглинання, то він забарвлюється в додаткові кольори відповідно до зображеної діаграми (рис. 1.9). Наприклад, якщо мінерал вбирає червоні промені, то він буде забарвлений у зелений колір.

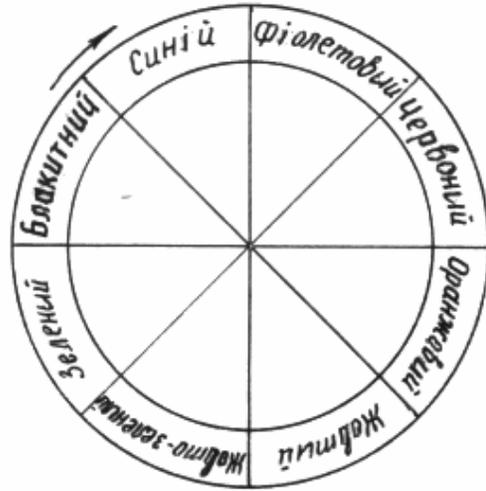


Рис. 1.9. Додаткові кольори у спектрі поглинання мінералів

Інтенсивність забарвлення мінералів у будь-якому напрямі залежить також від товщини зерна (ступінь поглинання прямо пропорційний до шляху, пройденого променями в мінералі). Макроскопічно не дуже густо забарвлені мінерали (олівін, дистен та ін.) у шліфах виглядають зовсім безбарвними. В ізотропних мінералах кубічної сингонії поглинання та забарвлення не залежать від напрямку коливання світлових хвиль. В анізотропних (кристали середніх та нижчих сингоній) зі зміною напрямку світлових коливань поглинання та забарвлення змінюються.

Явище зміни забарвлення мінералу відповідно до зміни напрямку коливань хвиль називають *плеохроїзмом*. Його спостерігають тільки при аналізаторі (тобто в разі одного ніколя). Розрізняють три види плеохроїзму: забарвлення не змінюється, проте змінюється його інтенсивність; змінюється забарвлення, інтенсивність не змінюється; змінюється забарвлення та інтенсивність. Мінерали середніх сингоній можуть мати два характерні забарвлення відповідно до двох осей індикатрисис (N_g та N_p); нижчих сингоній – три різні забарвлення відповідно до трьох осей індикатрисис (цей випадок ще називають трихроїзмом).

Розрізняють дві схеми плеохроїзму: біотитову і турмалінову. Для мінералів, які плеохроюють за біотитовою схемою, характерне інтенсивніше забарвлення тоді, коли видовження мінералу паралельне до напрямку коливань променя, який вийшов з поляризатора (поляризатор зазвичай орієнтують так, щоб напрям коливань променів відбувався паралельно

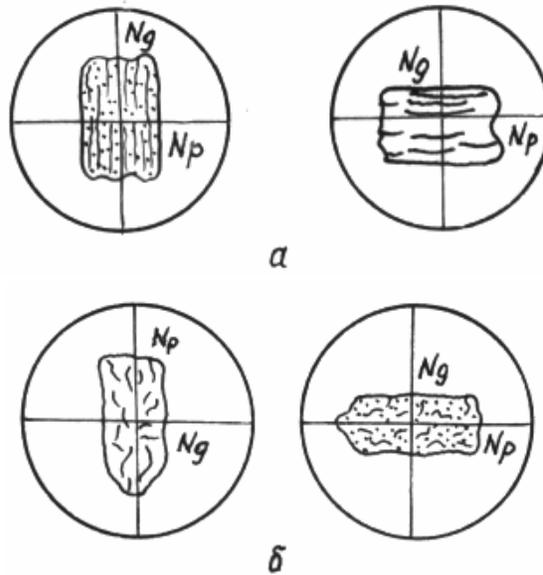


Рис. 1.10. Біотитова (а) і турмалінова (б) схеми плеохроїзму

до вертикальної нитки окуляра мікроскопа³). Мінерали, які плеохроюють за турмаліновою схемою, навпаки, виявляються густіше забарвленими в положенні, поперечному до напрямку коливань променів (рис. 1.10).

Під час детальніших досліджень плеохроїзм треба схарактеризувати по осях індикатриси. У біотитовій схемі найгустіше забарвлення по осі N_g , а найслабше – по осі N_p . Турмаліни найгустіше забарвлені також по осі N_g , проте осі індикатриси у них, як бачимо з рис. 1.10, орієнтовані інакше щодо видовження кристалів. Тому прив'язка кольорів плеохроїзму до розташування осей індикатриси у мінералі потребує попереднього визначення мінералів.

5. Псевдоабсорбція. Деякі анізотропні мінерали мають велику різницю показників заломлення в різних напрямках (N_g та N_p). У разі близькості N_p до показника заломлення канадського бальзаму спостерігають явище псевдоабсорбції (за Е.С. Федоровим). Суть його полягає в тому, що під час обертання столика мікроскопа мінерал здається то зовсім світлим, гладким (показник мінералу близький до показника канадського бальзаму), то сірим (темно-сірим) з різким рельєфом і шагреневою поверхнею (показник заломлення в цьому напрямі значно більший від показника заломлення канадського бальзаму). Псевдоабсорбція добре простежується в шліфах у

³ Напрямок коливань перевіряють на прикладі зерна біотиту, яке має бути найбільше забарвленим у положенні, паралельному до вертикальної нитки мікроскопа.

карбонатів (кальцит: $n_g = 1,658$, що відповідає шостій групі, $n_p = 1,486$, що відповідає другій групі); мусковіту ($n_g = 1,610$, $n_p = 1,552$), флогопіту.

1.3.2. Спостереження в схрещених ніколях

Під час дослідження мінералів з увімкненим поляризатором та аналізатором (у схрещених ніколях) спостерігають низку оптичних ефектів, які неможливо виявити в разі одного ніколя. Щоб зрозуміти їх, необхідно розглянути хід променів у мікроскопі. Світло, відбите від дзеркальця, потрапляє в нижній ніколь або поляризатор. Поляризатор – це призма ісландського шпату, розпиляна по діагоналі і склеєна канадським бальзамом.

Промінь світла розкладається в поляризаторі на два – звичайний (показник заломлення 1,66) та незвичайний (1,52). Звичайний промінь має показник заломлення, вищий від канадського бальзаму (1,53–1,54), а незвичайний – нижчий. Нахил площини розтину, на яку нанесено канадський бальзам, розраховано так, що промені підходять до неї під кутом, більшим від граничного. Звичайний промінь не може перетнути цю межу⁴ (він прямує від середовища з більшим показником заломлення) і зазнає відбивання від неї. Пізніше цей промінь гасить чорна оправа ніколя. Показник заломлення незвичайного променя виявляється менший, ніж показник заломлення канадського бальзаму, тому він перетинає цю межу. В підсумку з поляризатора виходить один незвичайний промінь поляризованого світла (іншими словами, поляризатор пропускає світло лише в одній площині). Якщо цей промінь потрапить у верхній ніколь (аналізатор), то його поведінка залежатиме від орієнтування аналізатора щодо поляризатора. У випадку, коли обидва ніколи поставити паралельно, промінь з нижнього ніколя проходить через верхній, не змінюючи напрямку і не розкладаючись. Якщо ж орієнтувати ніколи між собою під прямим кутом (у всіх випадках йдеться про орієнтування в горизонтальній площині), то промінь потрапить у верхньому ніколі на той напрям, який не пропускає світла, і в окулярі спостерігач побачить повну темряву. Це є однією з умов готовності мікроскопа до роботи. Якщо ж у разі схрещених ніколів в окулярі немає повної темряви, то це означає, що ніколи орієнтовані між собою не під прямим кутом, і мікроскоп не готовий до роботи. Тоді повертають один з ніколів і надають їм взаємно перпендикулярного положення.

Кристали середніх і нижчих сингоній пропускають промінь лише у двох взаємно перпендикулярних напрямках. Тому, якщо на шляху променя, який вийшов з нижнього ніколя, розташувати кристал (шліф), то цей промінь (рис. 1.11, а) у кристалі розкладеться на два взаємно перпендикулярні промені за правилом паралелограма (1, 2 на рис. 1.11, а), кожний з яких досягне

⁴ Про граничний кут та пов'язане з ним повне внутрішнє відбиття див. вище.

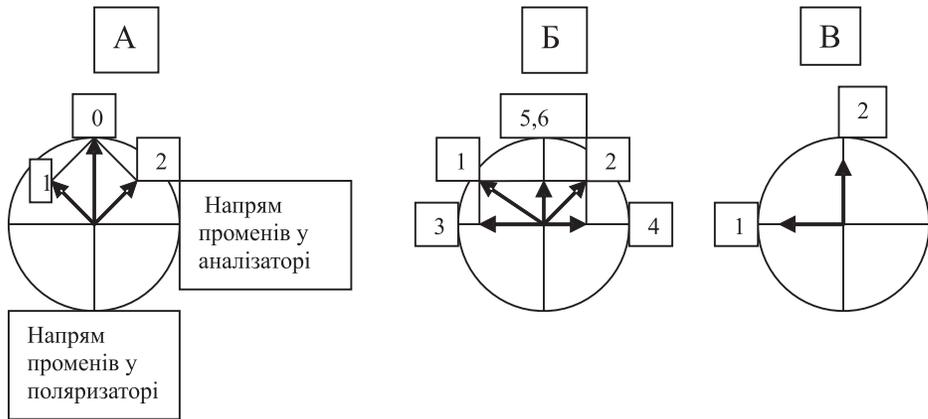


Рис. 1.11. Схема розкладання променів під час проходження світла через кристал

верхнього ніколя і розкладеться в ньому також на два промені за правилом паралелограма (рис. 1.11, б). Відповідно, виникнуть чотири промені, два з яких (п'ятий і шостий) коливатимуться в напрямі, який пропускає нижній ніколь і не пропускає верхнього. Два інші промені (третій і четвертий) коливаються в напрямі, який пропускає верхній ніколь. Отже, вони пройдуть через нього, і ми побачимо в схрещених ніколях замість повної темряви зображення мінералу. Зазначимо, що хоча на рисунку ці промені (третій і четвертий) позначені стрілками, орієнтованими в різні боки, ці стрілки відображають лише напрям коливань, який відбувається в одній площині. Самі ж промені поширюються перпендикулярно до площини шліфа в одному напрямі.

Тепер повертанням столика мікроскопа орієтуємо шліф так, щоб ті два напрямі, через які проходить світло в кристалі, збіглися з напрямками, у яких пропускають світло поляризатор і аналізатор (див. рис. 1.11, в). Відповідно, промінь, який вийде з нижнього ніколя, пройде через кристал у напрямі 2, не розкладаючись (можна сказати, що кристал пропускає промінь у цьому напрямі без перешкод) і досягне верхнього ніколя. Верхній ніколь, однак, не пропустить цього променя, оскільки він іде під прямим кутом до напрямку 1 (напряв, у якому проходять промені через аналізатор). Унаслідок цього кристал стане темним у полі зору; у таких випадках кажуть, що кристал загасає. У разі повного обороту столика мікроскопа напрямі 1, 2 чотири рази збігатимуться з напрямками, у яких світло проходить через поляризатор та аналізатор. Відповідно, загасання кристала відбудеться чотири рази, повторюючись через кожні 90° . Це стосується лише мінералів середніх і нижчих сингоній. У мінералах кубічної сингонії та аморфних речовинах (якою є канадський бальзам) двозаломлення не відбувається і тому в разі схрещених ніколів вони залишаються темними за всіх повертань столика

мікроскопа. Крім того, як уже зазначено, у мінералах середніх і нижчих сингоній існують одна чи дві оптичні осі, у напрямі яких не відбувається двозаломлення світла. Якщо кристал орієнтований так, що його оптична вісь “дивиться в трубу мікроскопа”, то він за всіх повертань столика мікроскопа також повинен бути темним (на практиці це спостерігають зрідка).

Як відомо, показники заломлення променів світла, які проходять через анізотропний кристал, будуть різними в різних напрямках, тому що такий кристал чинить різний опір проходженню світла. Від цього залежить довжина світлової хвилі, хоча частота коливань не змінюється. Хвиля, яка зазнає більшого опору, має меншу довжину і, щоб пройти крізь кристал, повинна виконати більшу кількість коливань, аніж хвиля, на яку діє менший опір. Тому дві хвилі (3, 4 на рис. 1.11, б) виходять з кристала неодноразомно, одна з них запізнюється щодо іншої, тобто між ними виникає *різниця ходу*. Ця різниця залежить від співвідношення швидкостей, з якими рухаються ці хвилі, та шляху, який їм треба подолати. Це співвідношення описує формула

$$\Delta = d(n_1 - n_2),$$

де Δ – різниця ходу, d – товщина шліфа; n_1 та n_2 – показники заломлення (їхня різниця відповідає $n_g - n_p$ для заданого перерізу кристала). Від того, якою є різниця ходу, залежить, що ми побачимо “на виході”, тобто в окулярі мікроскопа. Дві хвилі однакової довжини (тобто які відповідають однаково монохроматичному світлу) можуть мати різницю ходу, що дорівнює цілому числу кількості хвиль і тоді їхні амплітуди додають (*a*); відрізняться на якусь кількість “півхвиль”, і тоді вони взаємно гасяться (*б*); відрізняться на не ціле число кількості півхвиль (*в*) (проміжний варіант між випадками *a* і *б*). Внаслідок цього виникає явище інтерференції – посилення одних і знищення інших монохроматичних хвиль; монохроматичні хвилі змішуються у різних пропорціях і замість білого світла ми бачимо низку кольорів у випадках *a* та *в* і темно-сірий колір, що переходить у чорний у випадку *б*. Інтерференція виникає лише в разі введення верхнього ніколя, який зводить хвилі, що пройшли через кристал, в одну площину (без цього хвилі будуть коливатися в різних напрямках, інтерференції не виникне). Ми не побачимо інтерференції і без нижнього ніколя, проте з іншої причини: світло не буде поляризоване і напрямі коливань його швидко змінюватимуться. Тому інтерференція виникне, але око не встигне її зафіксувати. Отже, анізотропні кристали в разі схрещених ніколів будуть забарвлені, проте це забарвлення не є справжнім забарвленням мінералу. Воно змінюватиметься під час повертання столика мікроскопа, зникаючи через кожні 90° у випадку загасання мінералу.

На підставі розглянутих явищ у схрещених ніколях визначають: 1) силу двозаломлення; 2) характер загасання мінералів та кути загасання; 3) знак

видовження мінералу; 4) характер двійникування; 5) схему плеохроїзму по осях.

1. **Двозаломлення** (або сила двозаломлення) – це різниця між більшим і меншим показниками заломлення кристала ($n_g - n_p$). Вона є важливою характеристикою мінералу, однак залежить також від товщини шліфа та напряму перерізу мінералу. Площина шліфа може розрізати мінерал у будь-якому напрямі, тому в різних зернах одного й того ж мінералу двозаломлення матиме різне значення: мінімальне в перерізах, близьких до перпендикулярних до оптичної осі, і максимальне в перерізах, паралельних до оптичної осі (в одновісних кристалах) або площини оптичних осей (у двовісних кристалах). В останньому випадку перетини мають найвищі з можливих для конкретного мінералу кольори інтерференції (між цими крайніми випадками в шліфі буде багато зерен з проміжними значеннями $n_g - n_p$, які менш цікаві для визначення оптичних констант).

Кожній різниці ходу відповідає певний колір інтерференції. Французький петрограф О. Мішель-Леві розробив шкалу (кольорову номограму), де відображено послідовність цих кольорів залежно від збільшення різниці ходу. Кольори повторюються, тому їх поділяють на порядки (через 560 мкм). Кожний порядок завершується червоно-фіолетовим кольором. Усього оком можна розрізнити чотири порядки, далі вони перестають розрізнятися і виникають так звані перламутрові кольори. Порядок кольору інтерференції визначають за допомогою кварцового клину. Клино – це пластинка кварцу в металевій оправі довжиною 4–5 см і товщиною від 0,2–0,3 мм на грубому кінці до майже нуля на тонкому. В тубусі мікроскопа збоку є проріз, через який кварцовий клино уводять в оптичну систему. Клино уводять тонким кінцем, і під час його просування в разі схрещених ніколів можна спостерігати поступову зміну інтерференційних кольорів самого клину від першого до останнього порядку відповідно до збільшення його товщини.

Послідовність роботи під час визначення сили двозаломлення така:

– вибирають зерно з максимальним інтерференційним забарвленням і ставлять на перехрестя ниток;

– повертають столик мікроскопа до максимального висвітлення зерна;

– уводять кварцовий клино і спостерігають за зміною кольорів інтерференції. Мета цієї операції – пошук такого положення, за якого відбудеться взаємна компенсація кольорів кварцового клину та мінералу (випадок б у розглянутій вище схемі інтерференції кольорів). Коли відбудеться компенсація, вибране зерно набуде майже чорного кольору (наголосимо, що спостереження ведуть лише за одним зерном, яке розташоване на перехресті ниток; на зміну кольорів в інших зернах уваги не звертають). Якщо компенсації не відбувається, то зерно треба повернути на 90° і повторити операцію (компенсація обов'язково повинна відбутися в одному з цих двох положень);

– коли компенсації досягнуто, шліф знімають зі столика (у цьому разі побачимо інтерференційний колір кварцового клину, який відповідатиме кольору зерна до введення клину) та, повільно висовуючи кварцовий клин у зворотному напрямі, визначають порядок кольору інтерференції, підраховуючи, скільки разів з'явиться червоний колір;

– за номограмою Мішель - Леві визначають різницю ходу для заданого кольору. Приймають товщину шліфа стандартною (тобто $d = 0,03$ мм) і за точкою перетину лінії, яка відповідає цій товщині, та смуги, яка відповідає визначеному кольору інтерференції, отримують значення різниці ходу променів Δ у дослідженому зерні (в мілімікронах). Для того, щоб визначити двозаломлення $N_g - N_p$, треба за формулою $\Delta = d(n_1 - n_2)$ поділити значення різниці ходу на товщину шліфа. Щоб не робити підрахунків, на номограмі Мішель - Леві проведено радіальні прямі, які відповідають різним значенням сили двозаломлення (рис. 1.12). Рухаючись вздовж прямої, що проходить через точку перетину визначеної кольорової смуги та лінії товщини шліфа, визначають силу двозаломлення графічним способом.

Кольори, відображені в номограмі Мішель - Леві, – це так звані ньютонівські, або нормальні, кольори веселки. Вони виникають тоді, коли показники заломлення та сила двозаломлення для хвиль різної довжини, тобто для монохроматичного світла різних кольорів, є приблизно однаковими. Насправді в разі двозаломлення хвилі різної довжини заломлюються в крис-

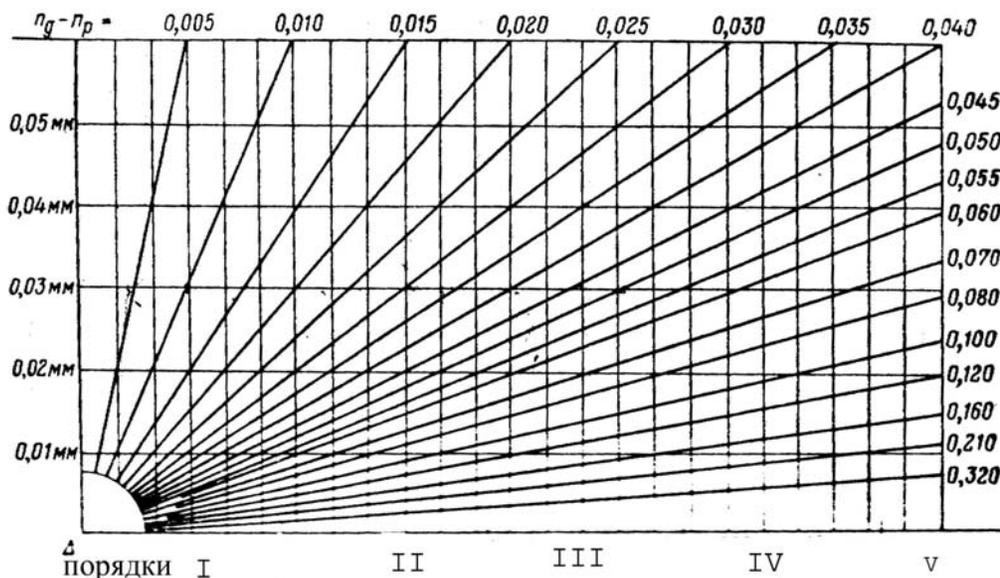


Рис. 1.12. Таблиця Мішель - Леві для визначення сили двозаломлення, за В. Б. Татарським, 1965

талах дещо по-різному; тому вони проходять у кристалі різний шлях і для них характерна різна сила двозаломлення. Це явище називають *дисперсією сили двозаломлення*. У більшості мінералів дисперсія сили двозаломлення невелика і ми її не помічаємо. Однак є чимало мінералів, які мають доволі суттєву силу дисперсії. Для таких мінералів характерні так звані *аномальні кольори інтерференції*. У разі більшої дисперсії для коротких хвиль порівняно з довгими з'являються яскраві жовті кольори; якщо дисперсія більша для довгих хвиль, то замість жовтих кольорів з'являються коричневі. У разі дисперсії в середній частині спектра з'являються особливі чорнильно-сині та фіолетові кольори, які неможливо сплутати з іншими. Характерні також оливково-зелені, так звані отруйно-зелені кольори.

У випадку дисперсії сили двозаломлення в більшості випадків не вдається досягти повного загасання кристала. Це пояснюють тим, що для хвиль різної довжини оптична індикатриса має дещо різну форму. Для різних хвиль, які проходять через один і той же кристал, індикатриса може мати форму витягнутого або стиснутого еліпсоїда чи навіть кулі. Тому, коли одна з тих фігур "стає на загасання", інші з нею не збігаються, через що ми не бачимо повного затемнення мінералу. Загалом значення дисперсії зростає зі збільшенням загальної сили двозаломлення. Тому для кольорів високих порядків (перламутрових) навіть без аномальних кольорів не вдається досягти повного загасання. З тих же причин для мінералів з аномальними та дуже високими кольорами інтерференції не вдається досягти повної компенсації в разі введення кварцового клина.

2. Загасання мінералів. Під час обертання столика мікроскопа кольори інтерференції загасають. Загасання настає тоді, коли осі індикатриси мінералу збігаються з площинами поляризації ніколів. Воно повторюється під час повертання столика мікроскопа на 90° , оскільки осі індикатриси в мінералах усіх сингоній взаємно перпендикулярні. Залежно від орієнтування оптичної індикатриси мінералу щодо його кристалографічних напрямів розрізняють пряме та косе загасання.

Пряме загасання мають мінерали (рис. 1.13, а), у яких осі індикатриси орієнтовані паралельно до кристалографічних осей (граней). Це мінерали середніх і ромбічної сингоній. *Косе загасання* (див. рис. 1.13, б) спостерігають у мінералах моноклінної та триклінної сингоній, де осі індикатриси орієнтовані під кутом до кристалографічних осей (граней). Кут між кристалографічним напрямом (гранню та спайністю) і віссю індикатриси називають *кутом загасання* (ця величина є константою мінералу).

Визначення кута загасання⁵:

а) вибирають видовжене зерно з однією системою тріщин спайності або добре вираженими паралельними бічними ребрами та високим дво-

⁵ Під час визначення кута загасання мінералу мікроскоп повинен бути відцентрованим (щоб уникнути помилок).

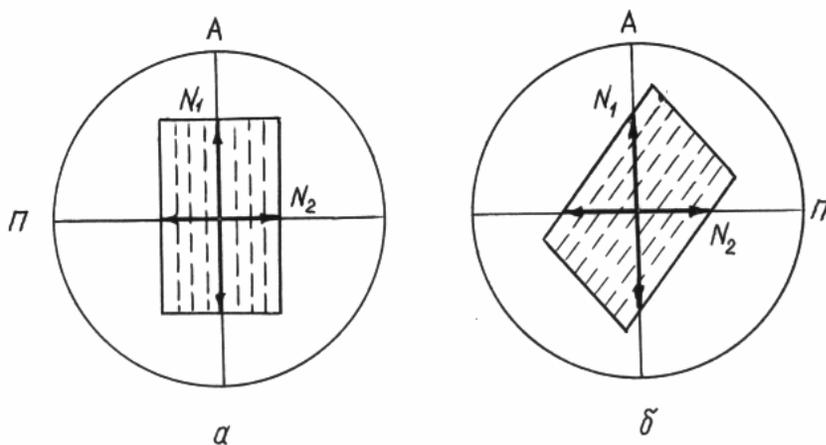


Рис. 1.13. Пряме (а) та косо (б) загасання

заломленням і ставлять його на перехрестя ниток спайністю або ребрами паралельно до вертикальної нитки окулярного хреста (рис. 1.14, а);

б) беруть відлік за ноніусом мікроскопа (наприклад, одержали 163°);

в) повертають столик мікроскопа до положення найближчого загасання (див. рис. 1.14, б) і беруть другий відлік за тим же ноніусом (наприклад, одержали 193°);

г) різниця між двома відліками є кутом загасання: $193 - 163 = 30^\circ$;

3. **Визначення положення осей індикатриси в кристалі.** Кожний переріз кристала відповідає площині, де одночасно можуть бути розташовані лише дві осі індикатриси. Перерізів, у яких могли б співіснувати

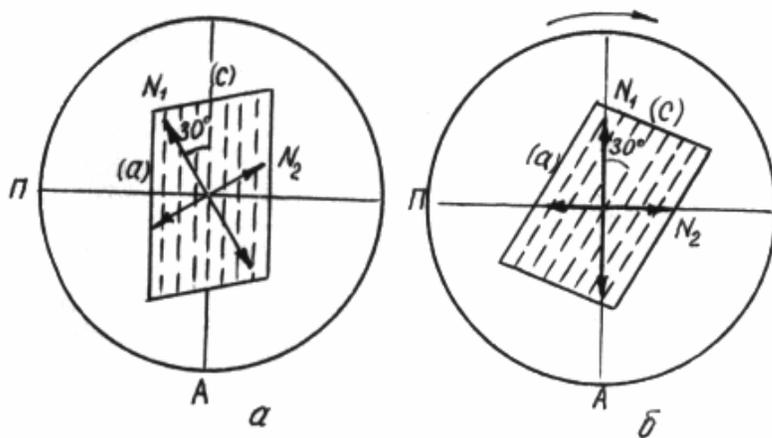


Рис. 1.14. Визначення кута загасання в мінералах

три осі (Ng , Nm , Np), бути не може. Коли кристал перебуває в положенні загасання в разі схрещених ніколів, то це означає, що одна з цих осей збігається з напрямом променя, який проходить через поляризатор, а інша – з напрямом променя, що прямує через аналізатор (нагадаємо, що в цьому положенні не відбувається розкладання променів, тому ми не бачимо інтерференційних кольорів).

Важливою характеристикою видовжених кристалів є збіг осей з видовженням (якщо збігається вісь Ng , то видовження називають додатним; якщо вісь Np – від'ємним)⁶. У випадках косоного загасання кристалів у разі визначення знака видовження беруть до уваги ту вісь індикатриси, якій відповідає менший кут загасання. За кутів загасання, близьких до 45° , говорять про нейтральне видовження кристала. Для ізометричних кристалів знака видовження не визначають, хоча й тут можна визначити положення осей індикатриси.

Для визначення положення осей індикатриси та знака видовження кристала чинять так:

– вибирають видовжене зерно, ставлять його на перехрестя ниток і повертанням столика мікроскопа ставлять у положення загасання, найближче до видовження кристала. Після цього повертанням столика мікроскопа ліворуч на 45° орієнтують зерно довгим боком паралельно до напрямку руху кварцового клина (у цьому положенні за схрещених ніколів зерно повинно давати максимальні кольори інтерференції).

– уводять кварцовий клин і шукають положення, за якого відбудеться компенсація кольорів інтерференції (див. опис цієї операції під час визначення сили двозаломлення). У кварцовому клині за видовженням розташована вісь Np (положення осей у кварцовому клині позначено на його металевій оправі). Відповідно, явище зниження кольорів інтерференції та їхньої компенсації означає, що вздовж орієнтованого видовження паралельно до кварцового клина кристала розташована вісь Ng , і мінерал має додатне видовження. Якщо компенсації в подібному положенні кристала не спостерігають, то його треба повернути на 90° і повторити пошук сірого кольору. Якщо компенсація простежена в положенні кристала, поперечному до кварцового клина, то це означає, що вздовж видовження кристала розташована вісь Np , і знак видовження кристала від'ємний.

У зернах з двома системами спайності та у двійниках може бути симетричне загасання, коли всі осі індикатриси мають однакові кути з лінією двійникового шва або щодо спайності.

Використання кварцового клина дає змогу визначити положення осей індикатриси для кристалів, кольори інтерференції яких вищі від першо-

⁶ У перерізах $Nm - Np$ за умов додатного видовження вздовж довгої осі кристала буде вісь Nm .

го порядку та нижчі від перламутрових. В останньому випадку кольори інтерференції такі високі, що розрізнити їхнє підвищення чи зниження не вдається, і їхньої компенсації досягти неможливо. Кольори першого порядку також слабко реагують на введення кварцового клину. У цьому випадку замість клина використовують кварцову пластинку, інтерференційні кольори якої відповідають межі між кольорами першого та другого порядків. Пластинку вводять так само, як кварцовий клин. У цьому разі компенсації (тобто темно-сірих кольорів) не спостерігають, однак відбувається чітке зниження (з'являються жовті або червоні кольори) або підвищення (з'являються сині та зелені кольори) інтерференційних кольорів. Це означає, що у першому випадку паралельно до осі кварцової пластинки в мінералі проходить вісь N_g , а в другому – вісь N_p (рис. 1.15).

Труднощі виникають також під час дослідження знака видовження густо забарвлених мінералів, оскільки їхній природний колір перебиває кольори інтерференції. У багатьох випадках у крайових частинах таких зерен за схрещених ніколів вдається спостерігати світліші смужки. Вони виникають унаслідок того, що в процесі виготовлення шліфа крайові частини зерна шліфують швидше, ніж центральні. Тобто по краях такі зерна є тоншими і, відповідно, мають нижчі кольори інтерференції, ніж у центральних частинах. Коли ми вводимо кварцовий клин, смужки починають ніби рухатися. У випадку збіжності орієнтування однойменних осей індикатриси мінералу та кварцового клина кольори з центральних частин зерна рухаються у бік

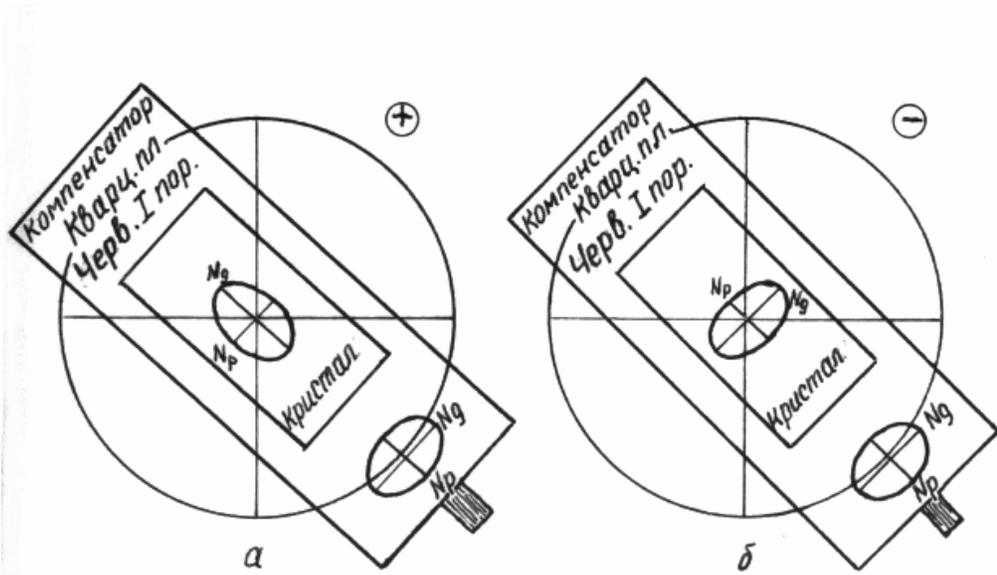


Рис. 1.15. Визначення знака видовження у зернах мінералів за допомогою кварцової пластинки

крайових частин зерна (відбувається заміщення низьких кольорів інтерференції вищими), а в центрі зерна з'являються щоразу нові вищі кольори. Коли осі індикатрис не збігаються, низькі кольори з периферійних частин зерен рухаються до центра⁷. Таке визначення знака видовження мінералів називають *методом біжучих смужок*.

4. **Дослідження двійників.** *Двійниками* називають закономірні зростання двох або більше кристалічних індивідів одного мінералу. Двійникування можна бачити лише в схрещених ніколях. У двійниках один індивід повернутий щодо іншого навколо будь-якої осі на 180°. Таку вісь називають *двійниковою*, а площину, по якій відбулося зростання, – *двійниковою площиною*, або *двійниковим швом*.

Двійники бувають прості (складаються з двох індивідів), які в схрещених ніколях загасають неодноразово (амфіболи, піроксени та ін.), і складні – полісинтетичні (складаються з декількох індивідів з паралельними двійниковими швами, наприклад, плагіоклази) або секторіальні (кордієрит). Для таких мінералів, як плагіоклаз і калішпат, характер двійникування є надійною діагностичною ознакою. Також характер загасання двійників плагіоклазу дає змогу робити висновки про особливості складу мінералу.

Рекомендована послідовність дій у разі визначення мінералів під мікроскопом.

Ми розглянули головні характеристики мінералів, які можна побачити під мікроскопом. Тепер наведемо послідовність їхнього використання в разі визначення мінералів.

1. За одного ніколя мінерали поділяємо на непрозорі (рудні, які надалі не розглядатимемо) та прозорі.
2. За одного ніколя поділяємо мінерали на безбарвні та забарвлені.
3. Характеризуємо форму зерен, наявність спайності і, якщо маємо дві системи, що перетинаються, визначаємо кут між ними.
4. Визначаємо належність мінерала до оптичної групи за поведінкою смужки Бекке, характером рельєфу та шагреневої поверхні.
5. Перевіряємо, чи не має цей кристал псевдоабсорбції.
6. Уводимо другий ніколь. Поділяємо мінерали на ізотропні та анізотропні. З ізотропними мінералами праця на цьому завершується.
7. Анізотропний мінерал ставлять на загасання. Якщо він добре видовжений, то вимірюють кут загасання.
8. Від положення загасання мінерал повертають ліворуч на 45° (до найбільшого просвітлення) і за допомогою кварцового клина чи пластинки визначають знак видовження, тобто положення осей ін-

⁷ Спостереження виконують винятково по крайових частинах зерен, обернених назустріч ходу кварцового клину.

дикатриси в мінералі. Нагадаємо, що це можна робити лише для видовжених мінералів.

9. Визначаємо силу двозаломлення мінералу.

10. Досліджуємо характерні особливості, такі як наявність аномальних кольорів інтерференції, характер двійникування та ін.

На підставі отриманих даних, за таблицями чи довідниками визначають назву мінералу. Зокрема, у Львівському університеті протягом багатьох років використовують таблицю-визначник, у якій рядки відповідають різним за показниками заломлення групам мінералів, а стовпці – групам мінералів, виділених за силою двозаломлення. Використання цих двох ознак (показника заломлення та сили двозаломлення) як першочергових значно спрощує подальшу діагностику мінералів.

1.4. Коноскопичний метод досліджень

У разі коноскопичного методу використовують дуже короткофокусну лінзу Лазо. У цьому випадку отримують низку променів, що збігаються в місці їхнього проходження через кристал. Після проходження фокуса промені, навпаки, починають розходитись і утворюють конус, який потрапляє на окуляр. На відміну від ортоскопичного методу, тут паралельно до оптичної осі мікроскопа проходить лише один промінь. Усі інші промені відхиляються від нього на певний кут, тим більший, чим далі від центра поля проходить цей промінь. Це дає змогу спостерігати певні оптичні ефекти, які не вдається побачити в разі використання паралельних променів⁸. У схрещеному світлі можна визначити: осність мінералу (тобто є він одно- чи двовісним); оптичний знак; приблизний кут оптичних осей ($2V$); дисперсію кута оптичних осей; орієнтування осей індикатриси у дослідженому перерізі мінералу.

Порядок роботи для одержання коноскопичної фігури такий:

1. З використанням об'єктива 8X у схрещених ніколях знаходять переріз мінералу з мінімальною силою двозаломлення (тобто з найнижчими кольорами інтерференції) і ставлять його в центр поля зору.

2. Ставлять об'єктив 40X або 60X, відцентровують його. Під час наведення на фокус треба бути обережним, щоб не роздусити шліф (в об'єктивах 40X та 60X дуже мала фокусна відстань).

⁸ Принципову різницю між відображенням у паралельних та схрещених променях можна проілюструвати таким прикладом. Якщо поставимо перед дзеркалом запалену свічку, то внаслідок паралельного ходу променів побачимо у дзеркалі "нормальне" відбиття вогника, який піднімається вгору. Якщо між свічкою та дзеркалом розташувати лінзу, то промені від свічки проходять через неї під кутами, і в дзеркалі за певної відстані між свічкою та лінзою побачимо відбиття вогника, обернене "догори ногами".

3. Уводять в оптичну систему лінзи Лазо та Бертрана (під час ортоскопчних досліджень ці лінзи не використовують і вони залишаються в положенні, виведеному з оптичної системи). Можна також не вводити лінзу Бертрана, а натомість витягнути окуляр і замість нього вставити в тубус накладну діафрагму з отвором у центрі; за цим способом фігури інтерференції будуть менші за розміром, проте чіткіші порівняно з першим варіантом.

4. Під час обертання столика мікроскопа ми побачимо так звану коноскопічну фігуру, або фігуру інтерференції, яка матиме вигляд темного перехрестя чи якоїсь його частини (так званої балки) або двох гілок гіперболи (див. рис. 1.16, 1.18) на кольоровому фоні. Невиконання хоча б однієї з перелічених вище підготовчих операцій не дасть змоги побачити коноскопічну фігуру. Коноскопічні фігури зручно спостерігати на розрізах кварцу, турмаліну, скаполіту, апатиту (одновісні мінерали), мусковіту, піроксенів, амфіболів (двовісні мінерали).

1.4.1. Фігури інтерференції одновісних кристалів

Фігури інтерференції одновісних кристалів (тобто кристалів середніх сингоній) у *перерізах, перпендикулярних до оптичної осі, утворюють перехрестя* (рис. 1.16). Виходу оптичної осі відповідає центр перехрестя;

його нитки паралельні до напрямів, у яких пропускають світло верхній та нижній ніколи і не відбувається двозаломлення (що відповідає положенню вертикальної та горизонтальної ниток в окулярі). В полях між нитками перехрестя спостерігають концентричні кільця інтерференційних кольорів, які поступово збільшуються з віддаленням від виходу оптичної осі. Виникнення кілець зумовлене тим, що промені, які відхиляються від оптичної осі, під час проходження через оптичну систему розкладаються на два – звичайний та незвичайний (так само, як це відбувається під час проходження паралельного світла); між ними виникає різниця ходу, причому вона збільшується симетрично в усіх напрямках з віддаленням від оптичної осі.

Якщо оптична вісь одновісного кристала “дивиться” в окуляр мікроскопа, то це означає, що таке ж положення займає одна з осей індикатриси (не відомо яка), а інша лежить у круговому перерізі, положення якого збігається з положенням столика мікроскопа. Завдання полягає в тому, щоб визначити, яка вісь індикатриси збігається з оптичною віссю кристала. Якщо такою віссю виявиться N_g , то кристал буде оптично додатним, у протилежному випадку – оптично від’ємним. Щоб визначити оптичний знак, треба ввести компенсатор (кварцову пластинку). Це призведе до симетричної зміни кольорів інтерференції. В оптично додатному (див. рис. 1.16, *a*) кристалі паралельно до напрямку введення кварцової пластинки відбудеться зни-

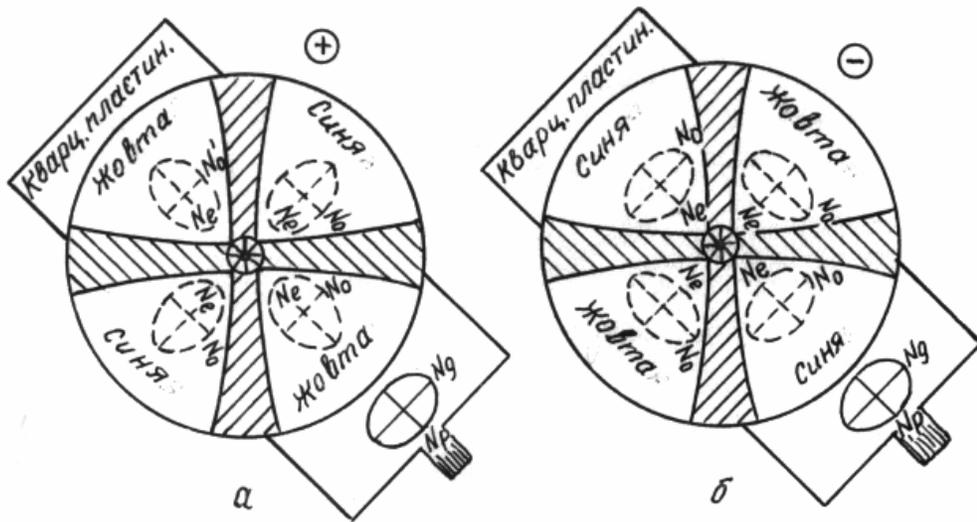


Рис. 1.16. Визначення оптичного знака додатних (а) і від'ємних (б) одновісних кристалів у перетинах, перпендикулярних до оптичної осі, за допомогою кварцової пластинки

ження кольорів інтерференції і у квадрантах II та IV⁹ ми побачимо жовтий або червоний колір, а в квадрантах I та III – синьо-зелений чи синій; в оптично від'ємних кристалах характер забарвлення буде протилежним (див. рис. 1.16, б). На відміну від ортоскопічного методу, під час повертання столика мікроскопа на 90° характер розташування кольорів інтерференції в цьому випадку не зміниться.

Якщо у вибраному перерізі кристал матиме вищий від першого порядку інтерференційне забарвлення, то в разі одержання коноскопічної фігури ми побачимо низку кольорових кілець різного радіуса, центри яких збігатимуться з центром коноскопічної фігури. У цьому випадку для визначення осності кристала треба користуватись кварцовим клином, під час уведення якого кольорові смуги почнуть симетрично рухатися в різні боки. В оптично додатних кристалах рух кольорових смуг у квадрантах II та IV відбувається від центра, у квадрантах I та III – до центра¹⁰. Протилежну картину спостерігають в оптично від'ємних кристалах (рис. 1.17; напрям руху смужок показано стрілками).

⁹ Квадрантом називають одну четверту частину кола. Першим квадрантом умовно вважають верхній правий; подальша нумерація прийнята проти годинникової стрілки.

¹⁰ Цей метод принципово подібний до методу біжучих смужок, за допомогою якого визначають знак видовження мінералу під час ортоскопічних досліджень. Однак напрям руху смужок у випадку додатного видовження і додатної осності виявляється протилежним, тому ці дві операції потрібно чітко розрізняти.

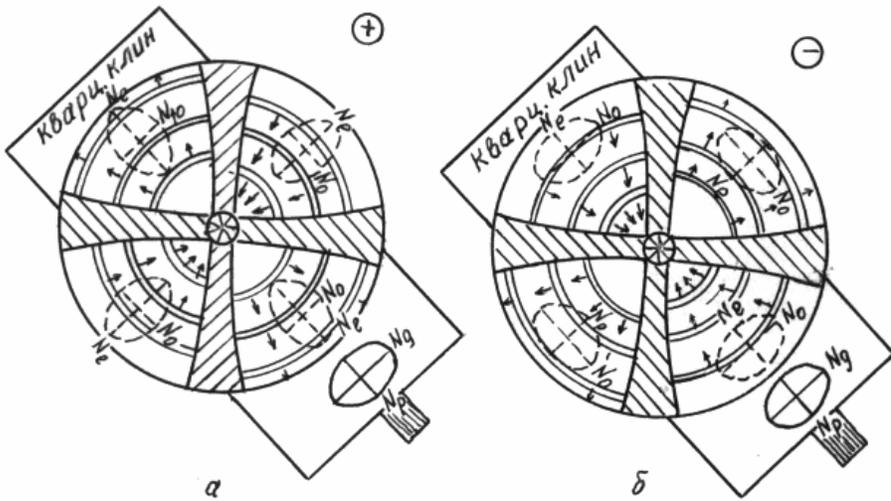


Рис. 1.17. Визначення оптично додатних (а) і від'ємних (б) одновісних кристалів за допомогою кварцового клина

Визначення двовісності та оптичного знака в косому зрізі. В зернах мінералів, де оптична вісь має різний нахил до площини шліфа, фігура інтерференції надає окрему частину перехрестя (так звану балку). Під час обертання столика мікроскопа ці балки переміщуються паралельно до ниток окуляра. У разі обертання столика мікроскопа треба визначити, де за межами поля зору є центр перехрестя і якому квадранту відповідає той чи інший проміжок між балками. Після цього оптичний знак мінералу визначають за допомогою компенсатора так само, як і в попередньому випадку.

1.4.2. Фігури інтерференції двовісних кристалів

У перетинах, перпендикулярних до гострої бісектриси кута $2V$, у разі коноскопії будемо спостерігати дві темні смуги у формі гілок гіперболи (так звані ізогіри), які під час обертання столика мікроскопа змінюватимуть положення та кривину (вони можуть в певному положенні зливатися в перехрестя, а в разі подальшого повертання столика мікроскопа розходиться на максимальну відстань). Вершинам ізогір відповідають виходи оптичних осей (рис. 1.18). Відповідно, різниця ходу світлових променів у місцях виходу ізогір є мінімальною (або її взагалі нема) і ми бачимо темний колір; з віддаленням від оптичних осей різниця ходу променів зростає і тому з віддаленням від кожної ізогіри зростатимуть кольори інтерференції.

У мінералах з великим двозаломленням простежують кольорові лінії складної форми, які називають *лемніскадами* (вони нагадують кольорові

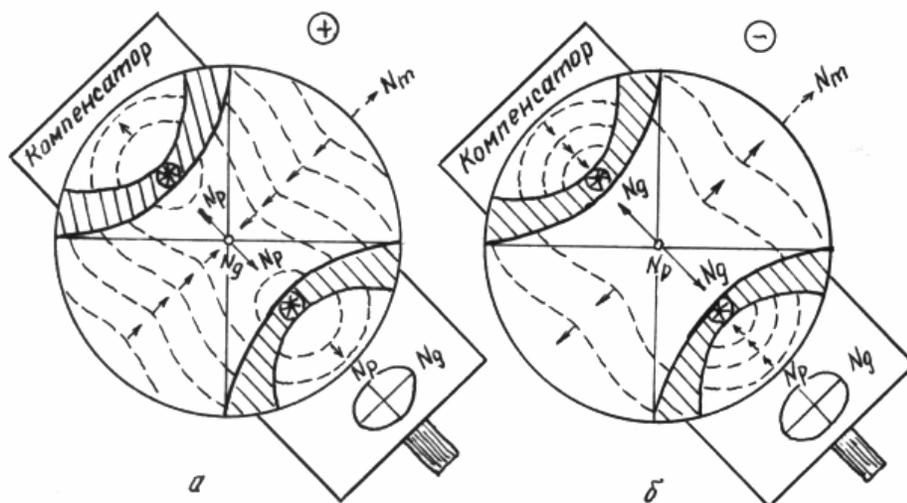


Рис. 1.18. Виходи оптичних осей у вершинах ізогір

вісімки). Для визначення оптичного знака мінералу потрібно, обертаючи столик мікроскопа, поставити ізогіри у квадранти II та IV (див. рис. 1.18); у цьому положенні площина оптичних осей збігається з напрямом руху компенсатора. Для оптично додатних мінералів гострою бісектрисою між оптичними осями слугує вісь індикатриси N_g . У цьому випадку з внутрішнього увігнутого боку ізогір (що відповідає квадрантам II та IV) з'явиться оранжево-червоне інтерференційне забарвлення, на зовнішньому опуклому (цей проміжок відповідає квадрантам I та III, які "злилися" між собою) – синьо-зелене. Для оптично від'ємних мінералів гострою бісектрисою кута між оптичними осями є вісь N_p , тому поділ інтерференційних кольорів у цьому випадку буде зворотним (рис. 1.19).

У перетинах, перпендикулярних до оптичної осі двовісного кристала, будемо спостерігати лише одну ізогіру, яка обертається навколо виходу оптичної осі. Під час обертання столика мікроскопа кривина ізогіри змінюється від прямої (у положенні, паралельному до однієї з ниток окуляра) до форми гіперболи (у положенні через 45° від попереднього). Якщо поставити ізогіру в положення найбільшої кривини, то симетрично до неї можна уявити собі положення іншої ізогіри (яка перебуває за межами поля зору) й, аналогічно до розглянутого випадку, визначити, у яких квадрантах розташовані ізогіри, а відтак за допомогою компенсатора знайти оптичний знак кристала.

Якщо ізогіра представлена прямою лінією, яка обертається навколо центра поля зору (тобто навколо виходу оптичної осі), не змінюючи кривини, то оптичний знак кристала не визначають. Це означає, що кут між оптичними осями дорівнює 90° , тобто кристал оптично нейтральний.

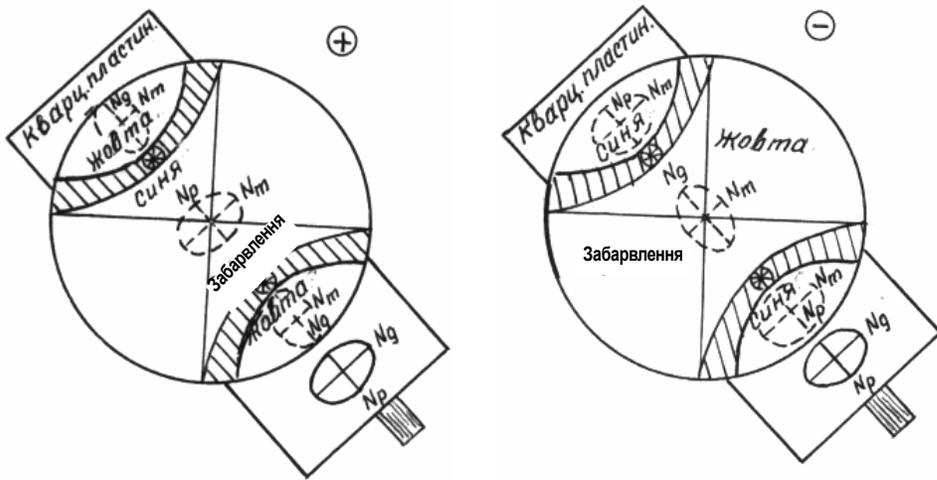


Рис. 1.19. Визначення знака оптично додатних (а) і від'ємних (б) двовісних кристалів за допомогою кварцової пластинки

Визначення кута оптичних осей. Кривина ізогір залежить від кута між виходами оптичних осей ($2V$). Чим більший цей кут, тим далі вершини ізогір відходять одна від одної і тим меншою буде їхня кривина. За кривиною ізогір можна приблизно робити висновки про значення кута $2V$ (рис. 1.20).

Дисперсія кута оптичних осей. Кут оптичних осей для хвиль різної довжини може бути різним. Це явище називають дисперсією кута $2V$. У деяких

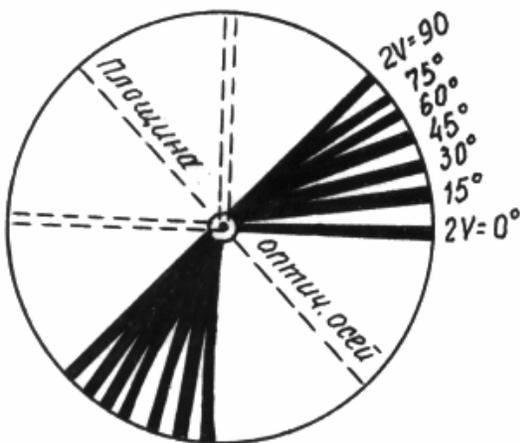


Рис. 1.20. Діаграма для визначення кута $2V$

мінералах (наприклад, сфен) ця різниця є великою, якщо значення $2V$ більше для червоних хвиль, зовнішні (опуклі) частини ізогір будуть забарвлені, і тоді її можна спостерігати за схрещених ніколів без компенсатора (рис. 1.21). У цьому випадку ізогіри набувають забарвлення, характер якого залежить від співвідношення кутів $2V$ для довших (червоних монохроматичних) і коротших (фіолетових) хвиль. Якщо значення $2V$ більше для червоних хвиль, то зовнішні (опуклі) частини ізогір будуть забарвлені у червоний

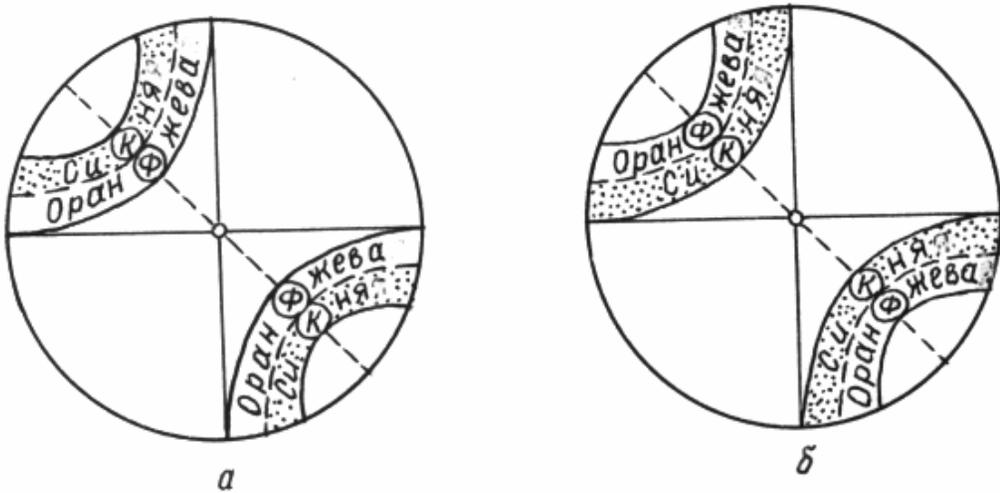


Рис. 1.21. Дисперсія світла, що простежується під час коноскопічних спостережень

або помаранчевий колір (див. рис. 1.21, а); якщо ж значення $2V$ більше для фіолетових хвиль, то зовнішні частини ізогір будуть забарвлені у синій або фіолетовий колір (див. рис. 1.21, б).

Питання для контролю

1. Як відрізнити рудні мінерали, анізотронні та ізотронні породотвірні мінерали під час мікроскопічних досліджень?
2. Дайте визначення показника заломлення; що таке граничний кут заломлення?
3. Чим зумовлене явище двозаломлення під час проходження світла через кристали?
4. Дайте визначення оптичної індикатриси; яку форму має індикатриса в мінералах вищих, середніх і нижчих сингоній?
5. У якому напрямі двозаломлення мінералу буде максимальним і в якому його взагалі не буде під час проходження світла через анізотронний мінерал?
6. Які оптичні характеристики мінералів визначають під час ортоскопічних досліджень і паралельних, а які за схрещених ніколів?
7. За якими ознаками визначають належність мінералу до оптичної групи за Лодочніковим; скільки таких груп виділяють?
8. Дайте визначення явища плеохроїзму та схем плеохроїзму.
9. За співвідношеннями яких елементів визначають знак видовження мінералу?
10. Які оптичні характеристики визначають під мікроскопом у схрещеному світлі?
11. Як отримати під мікроскопом коноскопічну фігуру?
12. У чому відмінності між коноскопічними фігурами одно- і двовісних кристалів?
13. Як розрізняють оптично додатні та оптично від'ємні кристали?



2. ПОРОДОТВІРНІ МІНЕРАЛИ

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. Усі дослідники магматичних утворень доходять висновку про існування групи порівняно високотемпературних мінералів, які виникають або під дією високотемпературних розчинів, які 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 з того ж таки розплаву.

Однак, не завжди можна впевнено зачислити той чи інший мінерал до певної групи. Не зрозуміло навіть, як назвати другу групу. Для неї пропонували різні терміни і жоден з них не став загальноприйнятим. Термін *вікарувальні* в перекладі з латинської означає *мінерали-заступники*, оскільки вони 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 вікарувальною, 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 в шліфах є безбарвними. Другі містять Fe та Mg і можуть бути безбарвними та забарвленими. Відомий американський петрограф Н. Боуен запропонував так званий реакційний принцип, відповідно до якого, з магми приблизно одночасно кристалізуються

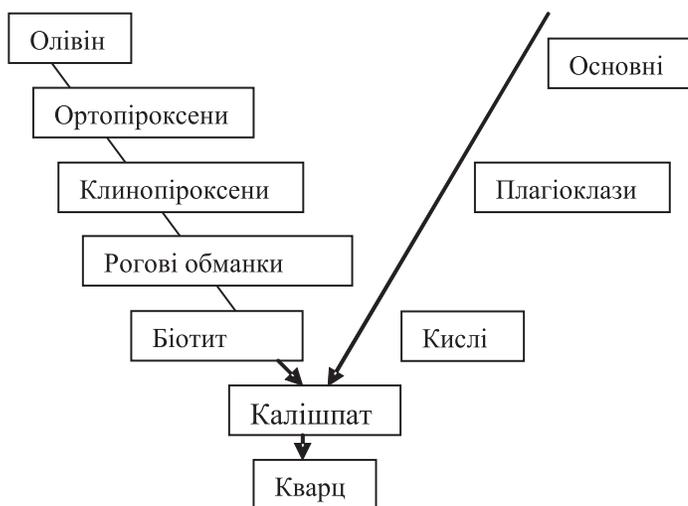


Рис. 2.1. Реакційна схема кристалізації магматичних порід за Н. Боуеном

два мінерали – фемічний і салічний – у послідовності, зумовленій поступовим зниженням їхньої температури кристалізації (рис. 2.1). Дослідник уважав, що нові мінерали з’являться, головню, завдяки реакціям мінералів, що 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 добре уявлення про характер процесів і їхній перебіг під час застигання найпоширеніших магм так званого 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 в схемі Боуена. Відповідно, мінерали найпоширеніші мінерали магматичних порід.

Розглянемо головні діагностичні кристалооптичні ознаки мінералів, характерних для магматичних порід. Послідовність дій під час визначення цих ознак наведена в розділі 1. Найважливішими з цих ознак є належність мінералу до однієї з семи груп за показником заломлення та сила двозаломлення. За цими двома ознаками всі мінерали зведені в табл. 2.1.,

Таблиця 2.1

Головні кристалооптичні властивості найпоширеніших мінералів кристалічних порід

Двозаломлення / Кольори інтерференції							
Групи за показником заломлення	0 / ізогропні	0–0,005 / темно-сірі	0,005–0,010 / сірі, білі до жовтуватих	0,010–0,020 / жовті, оранжеві, червоні до фіолетових	0,020–0,030 / сині, зелені, жовті II порядку до малинових	0,030–0,075 / малинові II порядку і вище	>0,075 / перламутрові
1	2	3	4	5	6	7	8
А. Мінерали у шліфах безбарвні							
I (1.41–1.47)	Опал, флюорит	Тридиміт					
II (1.47–1.53)	Лейцит, нозан, содаліт, вулканічне скло		Цеоліти Калішпати	Канкриніт			
III (1.535–1.545)			Нефелін Халцедон альбіт				
IV (1.55–1.60)		Серпентин	Кварц Кордіерит Плапоклаз	Скаполіти		Мусковіт Тальк	Карбонати
V (1.61–1.66)		Апатит	Топаз Андалузит Воластоніт		Тремоліт Преніт		
VI (1.66–1.78)		Везувіан Цоїзит	Ромбічні піроксени Дистен Кліноцоїзит		Монокл. Піроксени Силіманіт	Олівін Епідот	
VII (> 1.8)	Mg, Fe, Mn, Са-гранат					Циркон	Титаніт

Закінчення табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8
			Б. Мінерали у шліфах забарвлені				
I (1.41–1.47)	Флюорит						
II (1.47–1.53)							
III (1.535–1.545)		Серпентин					
IV (1.55–1.60)	Скло вулканічне	Серпентин Хлорити				Флогопіт	
V (1.61–1.66)		Хлорити			Глаукофан Турмалін Актиноліт	Біотит	
VI (1.66–1.78)			Дужні амфіболи ставроліт		Турмалін Рогова обманка Егіррин-авгіт Тітан-авгіт	Лепідомелан	
VII (> 1.8)	Шпінель Ті-гранат					Егіррин Елідот	Титаніт Рутил каситерит

Примітка. Наведено максимальні значення сили двоазомлення.

стовпці якої відповідають певним значенням сили двозаломлення, а рядки – певним значенням показників заломлення. У разі діагностики мінералів першочергове визначення цих двох характеристик дає змогу початківцям суттєво обмежити коло можливих відповідей, серед яких треба зробити остаточний вибір, спираючись на додаткові ознаки, які розглянемо далі.

2.1. Польові шпати

Плагіоклази утворюють ізоморфний ряд, крайніми членами якого є альбіт ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) та анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Силікатні мінерали, які містять більше Si^{11} , переважно низькотемпературні. Отже, у ряду альбіт – анортит альбіт є більш низькотемпературним. Температура кристалізації чистого альбіту становить $1\ 118^\circ$, чистого анортиту – $1\ 553^\circ$.

Зокрема, плагіоклази можна розглядати як тверді розчини, у яких альбіт і анортит можуть змішуватись у довільних кількостях. Тому залежно від кількості анортитової молекули в плагіоклазі їх прийнято нумерувати від 0 до 100. Номер плагіоклазу відповідає відсотковій анортитовій молекули. Плагіоклази різних номерів мають різні назви: альбіт (№ 0–10), олігоклаз (№ 11–30), андезин (№ 31–50), лабрадор (№ 51–70), бітовніт (№ 71–90), анортит (№ 91–100) (рис. 2.2). Хід кристалізації плагіоклазів показано на діаграмі (рис. 2.3).

На діаграмі є три поля, розділені двома лініями; верхнє відповідає існуванню магматичного розплаву, середнє – суміші розплаву та кристалів, нижнє – суміші кристалів. Лінія, що розділяє поля розплаву та суміші розплаву й кристалів, відповідає появі з розплаву першого кристала (зі зниженням температури); її називають *ліквідус*. Лінія, що розділяє поля суміші розплаву з кристалами та самих кристалів, відповідає моменту зникнення в системі останньої краплі розплаву; її називають *солідус*. Як видно з діаграми, температури ліквідусу і солідусу знижуються паралельно зі збільшенням у системі кількості альбітового компонента.

Розглянемо розплав, який відповідає суміші анортиту й альбіту у співвідношенні 1:1 (точка 1, на рис. 2.2). З охолодженням розплаву фігуративна точка системи буде опускатися вздовж лінії 1–2. У точці 2 ця лінія перетнеться з лінією ліквідусу, тобто в цій точці почнеться утворення перших кристалів плагіоклазу. Склад першого з утворених кристалів буде значно багатший анортитовою молекулою порівняно з розплавом, з якого він кристалізується. Завдяки збідненню розплаву анортитовою молекулою склад його почне зміщуватись у бік збагачення альбітовою молекулою вздовж лінії ліквідусу.

¹¹ Плагіоклази з більшою кількістю Si називають кислими, з меншою – основними.

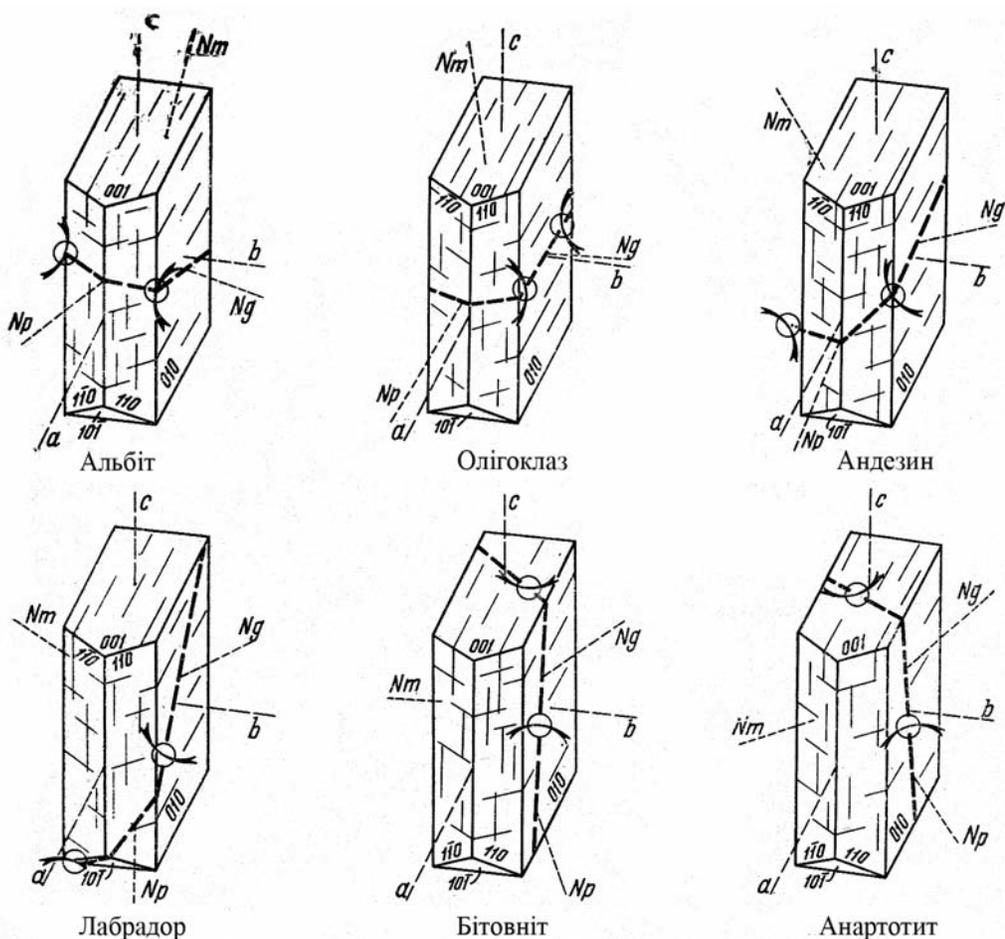


Рис. 2.2. Орієнтування оптичної індикатриси у плагіоклазах різного складу

Склад першого з утворених кристалів визначають так: від точки 2 проводять горизонтальну лінію до перерізу π з лінією солідусу і від цієї точки опускають перпендикуляр на лінію альбіт–анортит. Точка перерізу перпендикуляра з останньою лінією відповідає номеру плагіоклазу (тобто, процентному вмісту анортитової молекули). У разі подальшої кристалізації системи утворені кристалами постійно реагують з розплавом, завдяки чому збагачуються альбітовою молекулою. Доки відбувається кристалізація, стан системи на діаграмі відображається трьома фігуративними точками. Точка, яка відображає стан системи, рухається вздовж прямої 2–4' (це відповідає зниженню температури під час кристалізації). Стан розплаву відображається точкою, яка рухається вздовж лінії ліквідусу, а стан кристалів – точкою, яка рухається вздовж лінії солідусу. В кожний довільний момент може

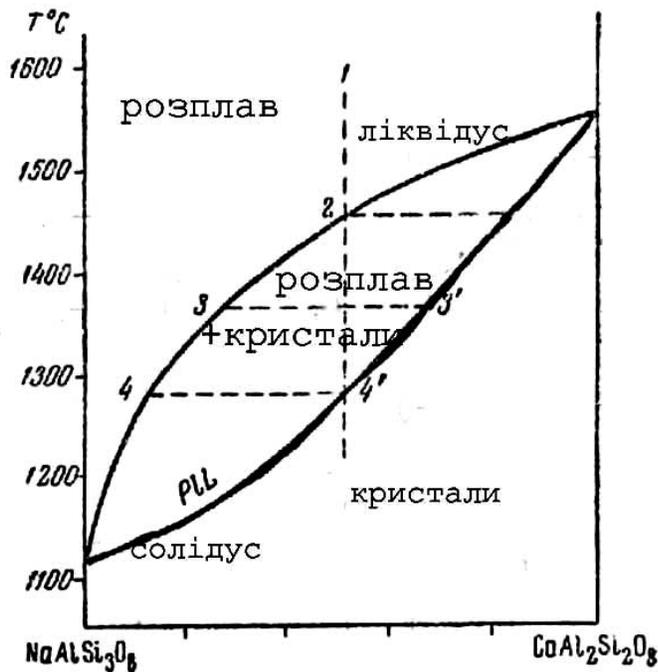


Рис. 2.3. Кристалізація в системі альбіт (NaAlSi₃O₈) – анортит (CaAl₂Si₂O₈), за В. О. Ніколаєвим, В. В. Доливо-Добровольським, 1961

бути визначений склад розплаву та кристалів. Для цього треба провести через точку системи горизонтальну лінію до перерізу з лініями ліквідусу (наприклад, точка 3) та солідусу (точка 3') й опустити перпендикуляри до перерізу їх з лінією альбіт–анортит. Коли фігуративна точка системи досягне лінії солідусу (точка 4'), кристалізація закінчиться. Остання крапля розплаву відповідатиме точці 4, а всі кристали, утворені до того завдяки реакціям з розплавом, відповідатимуть точці 4'. Під час подальшого вистигання системи її стан визначатиметься лише однією фігуративною точкою, яка буде рухатись вниз від точки 4'. Система складатиметься з самих кристалів, склад яких відповідатиме початковому співвідношенню альбітової та анортитової молекул в розплаві. Розглянута діаграма відповідає процесу кристалізації у врівноважених умовах – коли ніщо не заважає кристалам плагіоклазу повністю прореагувати з розплавом. У природних умовах через різні причини процес кристалізації може порушуватись, наприклад, внаслідок тектонічних рухів частина утворених кристалів буде видалена з системи і не зможе взяти участі в реакціях з розплавом. У таких випадках кристалізація розплаву починається заново і після застигання з'являються декілька порід з різним складом плагіоклазу.

Плагіоклази – мінерали триклинної сингонії. В шліфах вони найчастіше утворюють таблички за другим (010) і третім (001) пінакоїдами. У розрізах завжди спостерігається спайність, досконаліша за другим пінакоїдом. Характерна особливість плагіоклазу – утворення полісинтетичних двійників. Існує декілька законів двійникування, тобто різних способів, за якими мінеральні індивіди поєднуються між собою. Найбільше поширені двійники за альбітовим законом. Двійниковою площиною слугує площина другого пінакоїду і кожен наступний індивід повернутий щодо першого на 180° . Образно кажучи, одна система індивідів повернута щодо іншої у зворотному напрямі.

Рідше трапляються двійники за карлсбадським законом. У цьому випадку двійниковою площиною також слугує площина другого (010) пінакоїда, але вісь двійникування не перпендикулярна до цієї площини (як у першому випадку), а лежить в ній (вона збігається з третьою кристалографічною віссю “с”). Отже, в шліфах ми найчастіше бачимо розрізи мінералів, паралельні до пінакоїда (001) з положенням спайності, близьким до видовження табличок; розрізи, паралельні до пінакоїда (010), з поперечною спайністю, та розрізи, паралельні до кристалографічної осі “в” з двома спайностями, що перетинаються. Кути між системами спайності близькі до 90° , загасання кристалів плагіоклазу стосовно видовження табличок і спайності здебільшого косе. Коли ми бачимо полісинтетичні двійники, це переважно розрізи, паралельні до третього пінакоїда, або розрізи з двома системами спайності. Ширина смужок полісинтетичних двійників залежить від складу плагіоклазу. Чим більший основний склад плагіоклазу, тим ширші смужки. У підсумку ширина смужок може стати такою, що в одному зерні ми побачимо лише дві смужки, і тоді таке зерно виглядатиме як простий двійник, або будемо бачити лише одну смужку – таке зерно виглядатиме як нездвійниковане. Тому треба пам’ятати, що полісинтетичне двійникування ми побачимо не у всіх табличках, інакше можна зробити помилку і зарахувати такі зерна до якогось іншого мінералу. Полісинтетичні двійники спостерігають за двох ніколів; вони виглядають як чергування смужок різних відтінків сірого кольору (рис. 2.4).

Крім полісинтетичного двійникування, в породах (особливо середнього складу) та в ефузивах різного складу часто трапляються зональні кристали плагіоклазу (рис. 2.4, б). Зональність буває різних типів: нормальна неперервна та перервна, зворотна й ритмічна (рис. 2.5). Найповніше вона виражена на грані (010), тобто там, де найгірше виявлені полісинтетичні двійники. Походження нормальної зональності, неперервної чи перервної, пояснюється доволі просто – під час швидкого охолодження кристали не встигають прореагувати з розплавом. Зворотну зональність зазвичай пояснюють тим, що розплав захопив якісь породи карбонатного складу. Це порушує рівновагу в розплаві кристалів, що вже сформувалися, і вони починають обростати зонами основного складу.

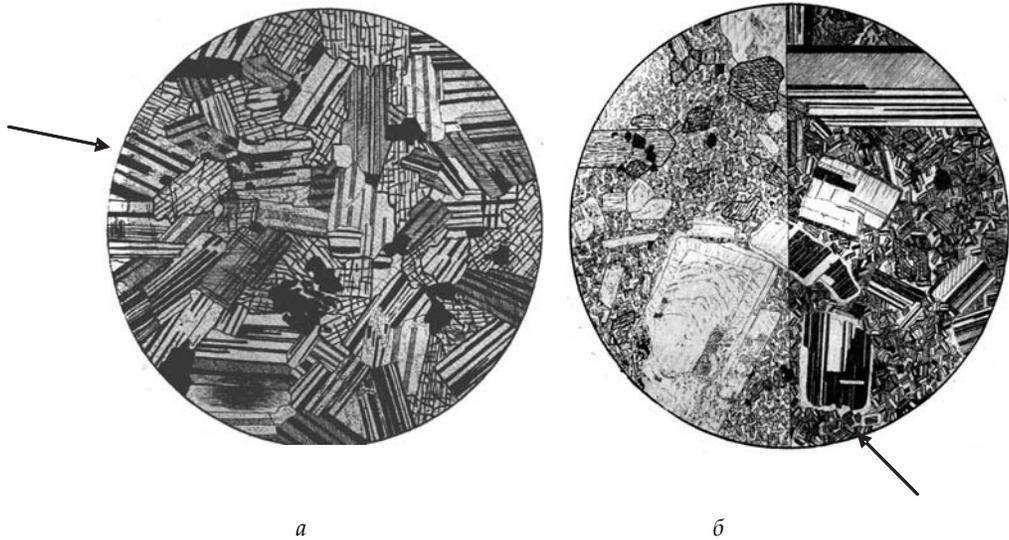


Рис. 2.4. Полісинтетично здвійниковані (а) та зональні (б) кристали плагіоклазу, за Ю. Ір. Половинкіною, 1966

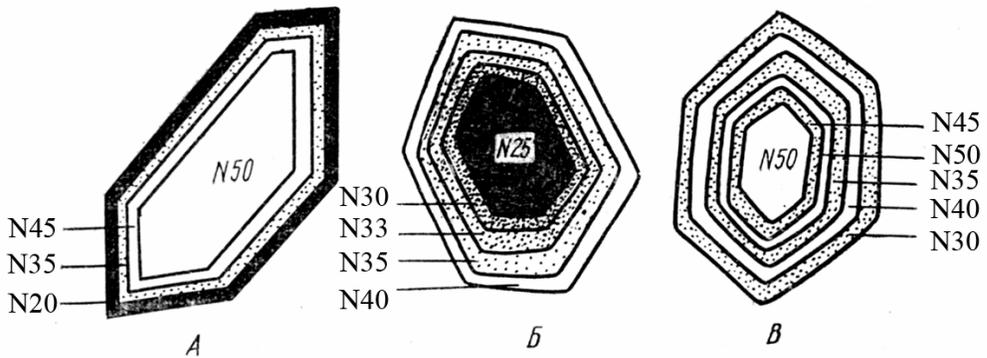


Рис. 2.5. Зональність у плагіоклазах:
А – пряма; Б – зворотна; В – ритмічна

Найменш зрозуміле походження ритмічної зональності. Серед поясень, які запропонували різні дослідники, ймовірною виглядає гіпотеза В. М. Лодочнікова. За цією гіпотезою магма, піднімаючись у верхні шари Землі, проходить через місця з низьким тиском, наприклад, зони розломів, де концентруються легкі компоненти, передусім пара води. Навіть чиста гаряча вода здатна розчиняти плагіоклази. Оскільки вихід води завжди супроводжується виділенням вуглекислоти, то розчинна здатність такої пари збільшується у багато разів. Найперше розчиненню підлягають основні

плагіоклази, точніше з них виноситься кальцій, відбувається деанортизація, тобто зниження номера плагіоклазу. Кальцій, винесений з уже закристалізованих кристалів плагіоклазу, залишається в цій самій системі, тобто в магматичному розплаві. Це змінює склад розплаву, з якого одразу ж починають кристалізуватись більш основні плагіоклази, якими обростають у вигляді зон вже існуючі деанортизовані кристали. Тобто кристалізація продовжується безперервно, незважаючи на наявність чи відсутність пари, але склад зон у цьому разі змінюється залежно від того, чи є додаткова пара в системі, чи ні. Оскільки магма, піднімаючись, може натрапити на місця з підвищеною кількістю пари неодноразово, то деанортизація плагіоклазу може повторюватись, що й спричинить ритмічну зональність плагіоклазів.

Позаяк плагіоклази становлять ізоморфний ряд, у якому поступово змінюється хімічний склад, то в них поступово змінюється і ряд оптичних властивостей. Від основних до кислих плагіоклазів у них поступово зменшується показник заломлення. Загалом плагіоклази належать до IV групи, але кислі члени ряду – альбіти – відповідають III групі, тобто мають показник заломлення, близький до канадського бальзаму. В найбільш кислих альбітах показник заломлення за N_g може бути вищим від канадського бальзаму, а за N_m та N_p – нижчим. Тобто для того самого зерна смужка Бекке в одному положенні прямуватиме на мінерал, а в іншому – (під час повертання на 90°) на бальзам.

Існують спеціальні діаграми, на яких зображено залежність показника заломлення від номера плагіоклазу. Визначення показника заломлення імерсійним методом допомагає виявити за діаграмою склад плагіоклазу. Двозаломлення плагіоклазу загалом також знижується до альбіту, але без точних вимірів це практично непомітно. Для плагіоклазів характерні сірі, світло-сірі кольори інтерференції I порядку, сила двозаломлення коливається в межах 0,008–0,011.

Оскільки плагіоклаз – мінерал триклинної сингонії, то положення оптичної індикатриси в ньому не залежить від кристалографічних елементів, тому знак видовження, кута загасання та кут між оптичними осями для визначення плагіоклазу ролі не відіграють. Загалом можна говорити про поступовий поворот положення індикатриси зі зміною номера плагіоклазу, але у цьому разі положення оптичних індикатрис неодноразово змінюється так, що одні плагіоклази виявляються оптично додатними, інші – оптично від'ємними. Дослідники намагалися створити діаграми залежності кута $2V$ від складу плагіоклазу, виміряного фєдорівським методом, однак результати невтішні.

Найбільш поширені два методи визначення приблизного складу плагіоклазу. Перший метод отримав свою назву за прізвищем винахідника Мішель–Лєві.

Для визначення номера плагіоклазу за цим методом треба:

– вибрати зерно плагіоклазу з чіткими тонкими двійниковими швами та симетричним загасанням двійників, поставити двійниковий шов пара-

лельно до вертикальної нитки (у цьому положенні двійники повинні мати однакове інтерференційне забарвлення) та взяти відлік за ноніусом;

– повернути столик мікроскопа до повного загасання однієї системи двійників, узяти другий відлік за тим самим;

– повернути столик мікроскопа в протилежний бік до повного загасання другої системи двійників і взяти третій відлік;

Зробити запис як зазначено у таблиці.

Друга дія	Третя дія	Перша дія	П'ята дія	Четверта дія	Шоста дія	Сьома дія
Другий відлік загасання першої системи двійників	Різниця відліків першого та другого	Перший відлік-шов паралельно до вертикальної нитки	Різниця відліків до першого та третього	Третій відлік загасання двійників другої системи	Середній кут загасання	Номер плагіоклазу за діаграмою
210	23	233	25	258	24	45 андезин

– кути симетричного загасання повинні бути однаковими або відрізнятися не більше, ніж на 1–2 ;

– з шести–дев'яти замірів узяти кут максимального симетричного загасання й за графіком визначити номер плагіоклазу;

– якщо кут симетричного загасання менше 20° , то треба визначити групу – III або IV (показник заломлення), щоб уникнути грубої помилки (якщо група III, то відлік беруть за графіком нижче нуля, якщо група IV – вище нуля).

Номер плагіоклазу в розрізах, перпендикулярних (001) та (010), тобто тих, що перетинаються зі спайністю, визначають за другим методом – Бекке-Беккера:

1) вибирають зерно плагіоклазу з чіткими тонкими тріщинами спайності по (001) та (010); бажано, щоб зерно не було здвійниковане;

2) спайність за (010) розвинута ліпше, ніж спайність за (001). Спайність ставлять паралельно до вертикальної нитки; беруть відлік за ноніусом столика мікроскопа;

3) повертаючи зерно до загасання в бік гострого кута, який утворюється тріщинами спайності (вертикальна нитка окуляра повинна збігатися з віссю індикатриси, яка лежить у гострому куті спайності), беруть другий відлік;

4) перевіряють за допомогою кварцової пластинки, чи загашена вісь є віссю;

5) різниця відліків I та II дає кут загасання, значення якого за графіком (керуються червоною лінією графіка) визначає номер плагіоклазу. Цей

метод використовують для визначення плагіоклазів NN 30–80, він точніший, ніж попередній.

Далі номер плагіоклазу визначають за діаграмою (рис. 2.6).

Другий метод отримав назву методу Бекке-Беккера. Відрізняється від першого лише тим, що тут ми шукаємо розріз з двома системами спайності, які перетинаються. Далі всі операції ті ж самі – двійниковий шов ставлять паралельно до вертикальної нитки мікроскопа коли знайдемо зерно, в якому двійники не будуть відрізнятися в такому положенні, міряємо симетричні кути загасання і визначаємо склад плагіоклазу за діаграмою. Різниця між двома методами полягає в тому, що в першому випадку ми маємо справу з розрізами, в яких є одна система спайності, які відповідають пінакоїду (001). Розрізи з двома системами спайності відповідають перетину, перпендикулярному до першого. Відповідно, для кожного випадку діаграми дещо різняться між собою.

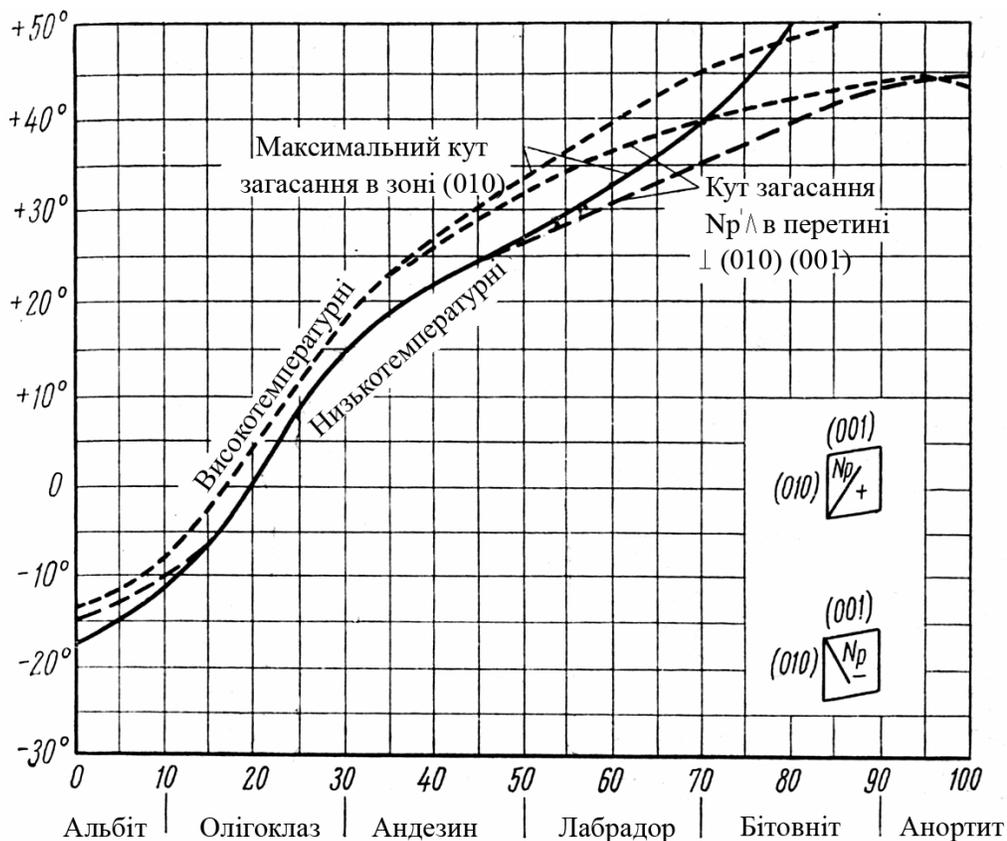


Рис. 2.6. Діаграма визначення номерів плагіоклазів за методами Бекке-Беккера та О. Мішель-Леві

Цей спосіб дуже простий і дає доволі добрі результати. Під час дослідження порід ми часто натрапляємо на випадки, коли породи різного хімічного складу мають якісно однаковий мінеральний склад. Наприклад, магматичні породи габро та діорити. Вони можуть складатися з плагіоклазу та піроксену, або плагіоклазу та рогової обманки. Без хімічного аналізу їх можна розрізнити лише за номером плагіоклазу. Тому для визначення та опису порід треба визначати склад плагіоклазу.

Плагіоклази в шліфах зазвичай безбарвні, прозорі, без включень. Проте в деяких плагіоклазах основного, рідше середнього складу, вздовж площин спайності можуть бути численні включення тонких голочок і пластинок ільменіту або магнетиту. Крім того, в крайових частинах таблиць плагіоклазу, особливо на контакт з кристалами калієвого польового шпату, можуть бути наявні проростання кварцу у вигляді довгих вузеньких смужок неправильної форми. Такі вrostки отримали назву *мірмекітів*. Подекуди плагіоклази містять численні вrostки калієвого польового шпату, які називаються антипертитовими, на відміну від вrostків плагіоклазу в калієвих польових шпатах, які називаються пертитами.

У багатьох випадках плагіоклаз підлягає вторинним змінам. Є три головні типи таких змін. **Перший тип** – основні плагіоклази розкладаються з утворенням тонкозернистої суміші безбарвної слюди та мінералів епідот-цоїзитової групи. Іноді ці вторинні продукти утворюють повні псевдоморфози по плагіоклазу. Такі псевдоморфози називаються *сосюритами*, а явище розкладання плагіоклазу називається *сосюритизацією*. Зерна плагіоклазу в шліфах у цьому разі стають сірими, непрозорими.

Другий тип вторинних змін – виникнення численних дрібних лусочок безбарвної слюди, яке називається *серицитизацією*. Плагіоклаз залишається прозорим за одного ніколя, за двох ніколів на фоні сірих плагіоклазів видно численні лусочки слюди з високими кольорами інтерференції. Цей тип змін характерніший для кислих плагіоклазів. **Третій тип** – це заміщення більш основних плагіоклазів альбітом, тобто альбітизація.

Як вже згадувалося, основні плагіоклази легко розчиняються. У цьому разі з них виносяться Са та Al, у підсумку виникає альбіт, а надлишок алюмінію використовується на утворення слюди та глинистих продуктів. По плагіоклазах також може розвиватися безбарвний хлорит і глинисті непрозорі продукти.

Окремо розглянемо процес альбітизації. Альбіт, який виникає по більш основних плагіоклазах, зберігає їхню двійникову будову, що породжує питання про те, чи є альбіт вторинним, чи може утворюватись безпосередньо з магматичного розплаву. Після довгих дебатів більшість дослідників погодилась, що первинно магматичним альбіт може бути лише в рідкісних випадках, у породах специфічного лужного складу, які виникли з магматичних розплавів бідних кальцієм. У всіх породах нормального складу альбіт здебільшого вторинний.

Коротко ще раз перелічимо головні особливості плагіоклазу. Це безбарвний у шліфах мінерал III чи IV групи. Кольори інтерференції сірі, вище не підіймаються. Знак видовження, тобто положення осей Ng , Nm , Np для визначення плагіоклазу ролі не відіграє. Кути загасання для визначення плагіоклазу також не суттєві, однак потрібні для визначення його номера. В шліфах плагіоклаз трапляється у вигляді широких чи видовжених табличок, часом зерен неправильної ізометричної форми. В ефузивних породах він утворює сильно видовжені тонкі кристали стовпчастої форми, які називають *лейстами*. Здебільшого в зернах плагіоклазу видно одну або дві системи спайності. Характерна ознака плагіоклазу – полісинтетичне двійникування, хоча в деяких випадках його немає. Для ефузивів і плутонічних порід середнього складу властиві зональні плагіоклази. Вторинні зміни – сосюритизація та серицитизація – це також характерні особливості й нерідко лише вони засвідчують, що в породі був наявний плагіоклаз.

Калієві та калі – натрієві польові шпати (як і плагіоклази) – це тверді розчини – ізоморфні ряди, крайніми членами яких є ортоклаз $KAlSi_3O_8$ і альбіт $NaAlSi_3O_8$. Окрім хімічного складу, вони можуть відрізнитися ступенем структурної впорядкованості (так званої Si/Al впорядкованості), яка залежить від умов тиску, температури та швидкості кристалізації, а також від перекристалізації у твердому стані. При високих температурах ортоклазова та альбітова молекули мають повну змішуваність (подібно до плагіоклазів), зі зниженням температури в ізоморфних рядах з'являються розриви змішуваності, а вже у твердому стані зовні гомогенні кристали можуть розпадатися на дві складові, кожна з яких становитиме суміш тих самих молекул, але в різних кількісних пропорціях. Виділення різних варіацій польових шпатів вимагає застосування спеціальних методик (рентгеноструктурного аналізу та інших) і систематику мінералів цієї групи неодноразово переглядали. Згідно з останнім варіантом такої систематики [Мінерали. Справочник. Том V. М., 2003] розрізняють калієві (К-санідин, ортоклаз, мікроклін, адуляр) і калі-натрієві (К-На – санідин, На- санідин, анортклаз) польові шпати (рис. 2.7). Такий поділ має певну умовність, оскільки і у власне калієвих польових шпатах зазвичай наявна де-



Рис. 2.7. Схематична діаграма ортоклаз (Or)–альбіт (Ab), за О. М. Заварицьким, В. С. Соболевим, 1961

яка кількість (подані різними дослідниками цифри суттєво відрізняються) альбітової молекули.

Країні члени на цій діаграмі (К – санідин, ортоклаз, мікроклін, альбіт, анортит) доцільно розглядати як “мінеральні види”, проміжні члени – як “різновиди” (там же). Оскільки всі різновиди, як вже зазначалося, можна розрізнити лише спеціальними методами, то далі розглянемо лише ті з них, які вдається діагностувати за допомогою звичайного поляризаційного мікроскопа.

Найбільш високотемпературна (і найменш впорядкована) модифікація калієвих польових шпатів) – **К – санідин**. Цікаво, що макроскопічно він діагностується ліпше, ніж під мікроскопом. Макроскопічно всі польові шпати непрозорі і лише санідин склянопрозорий як кварц. Санідин трапляється у вигляді вкраплеників у лавах, а також деяких жильних породах. Це дуже стійкий мінерал, і на відміну від інших польових шпатів, по ньому не розвиваються вторинні продукти. У випадку мікроскопічних спостережень без застосування точних методів К – санідин не відрізняється від К-Na – санідину й ортоклазу.

Ортоклаз, так само як і санідин, оптично двовісний від’ємний мінерал моноклінної сингонії, який може утворювати видовжені або близькі до

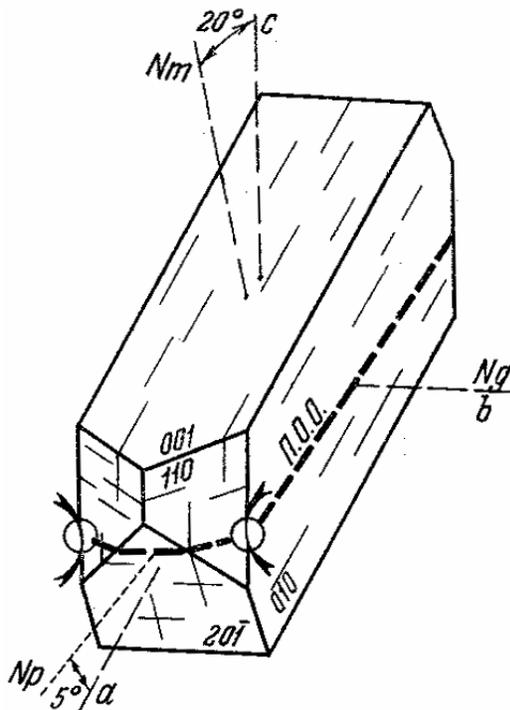


Рис. 2.8. Ортоклаз

квадратних таблички, коли він ідіоморфний, якщо його росту нічого не заважало (рис. 2.8). Для нього характерні дві системи спайності, які перетинаються під кутом 90° . Коли бачимо одну систему спайності, кут загасання її буде коливатись у різних розрізах ($\parallel 001$ та 010) від 0° до $\max 5-6^\circ$, тобто буде майже прямим. Стосовно видовження табличок, тобто щодо кристалографічних граней кут також буде близьким до прямого або прямим.

Порівняно з санідином ортоклаз більш низькотемпературний і доволі поширений у магматичних породах. У шліфах ортоклази безбарвні, але у зв'язку з тим, що вони легко розкладаються, часто стають мутними з буруватим відтінком. Це, зокрема, відрізняє їх від плагіоклазів

– плагіоклази під час розкладання стають сірими, а калієві польові шпати – буруватими, тобто набувають коричневих відтінків. Ортоклази належать до II групи, і показник заломлення в них нижчий від канадського бальзаму. Двозаломлення становить 0,006–0,007, відповідно в схрещених ніколях ортоклази завжди мають сірий колір. Ортоклази утворюють або прості, або здвійниковані таблиці. Двійники завжди прості, полісинтетичних двійників у них не буває. Ортоклаз і санідин можна розрізнити за Федорівським методом, за значенням кута оптичних осей ($-0...40^\circ$ у санідинах та $-40...80^\circ$ в ортоклазах, за [Петрографія и петрология, 2001].

Мікроклін більш низькотемпературний (нижче 500°C) і найбільш впорядкований порівняно з попередніми різновидами. По осі видовження в мікроклінах проходить вісь Nm, тому в різних розрізах вони будуть давати або від'ємне, або додатне видовження (рис. 2.9).

Для них також характерні дві системи спайності, які перетинаються майже під прямим кутом. Оскільки мікрокліни належать до триклинної сингонії, то на відміну від моноклінних ортоклазів у них всі осі індикатриси розташовані під кутом до кристалографічних напрямів. Значення кута між осями індикатриси та кристалографічними осями становить 18° . Відповідно кут загасання стосовно спайності може досягати $16...18^\circ$. Отже, якщо вимірний кут загасання спайності більший 6° , то це мікроклін, а не ортоклаз. Загасання видовжених табличок мікрокліну завжди буде косим. Група, тобто показник заломлення, а також значення двозаломлення в мікроклінів такі самі, як в ортоклазу. Найхарактерніша їхня відмінність – спосіб двійникування. В мікроклінах дуже поширене двійникування одночасно за двома законами – альбітовим (такому ж як у полісинтетичних двійниках плагіоклазів по 010) та перикліновим або мікрокліновим, як його називають різні дослідники – по 100. Отже, двійникування відбувається одночасно в двох взаємоперпендикулярних площинах. У підсумку під мікроскопом ми спостерігаємо двійникування у вигляді ґратки

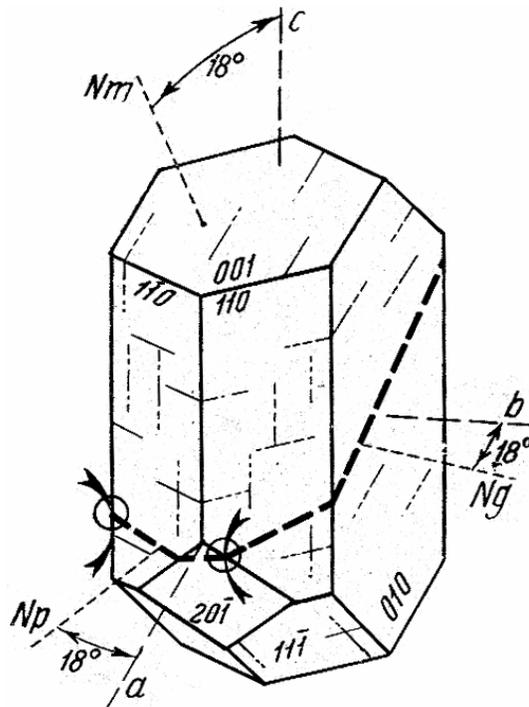


Рис. 2.9. Мікроклін

(решітки), яке так і називається мікроклінова решітка. В інших мінералах такої решітки не буває, в зв'язку з чим поява її є безперечною ознакою мікрокліну (рис. 2.10). В розрізах, паралельних до однієї з систем двійникування, будемо бачити лише одну систему полісинтетичних двійників, які можна переплутати з двійниками плагіоклазів. До того ж у плагіоклазах, хоча й доволі рідко, також трапляються дві системи двійникування. В таких випадках, щоби правильно назвати породу, дуже важливо відрізнити плагіоклаз від мікрокліну. Найбільш надійно вони відрізняються за показником заломлення та дисперсійним ефектом. Окрім того, в мікроклінах полісинтетичні двійники не мають таких чітких рівних двійникових швів, як у плагіоклазі, й утворюють не рівні смужки, а веретеноподібні з розширеннями та звуженнями. подекуди трапляється мікроклін взагалі нездвійникований, в такому випадку відрізнити його від ортоклазу можна лише за значенням кута загасання стосовно спайності і тільки тоді, коли цей кут буде достатньо великим. Мікрокліни, так само як ортоклази, поширені в магматичних породах і можуть траплятися разом з ортоклазами в одному шліфі.

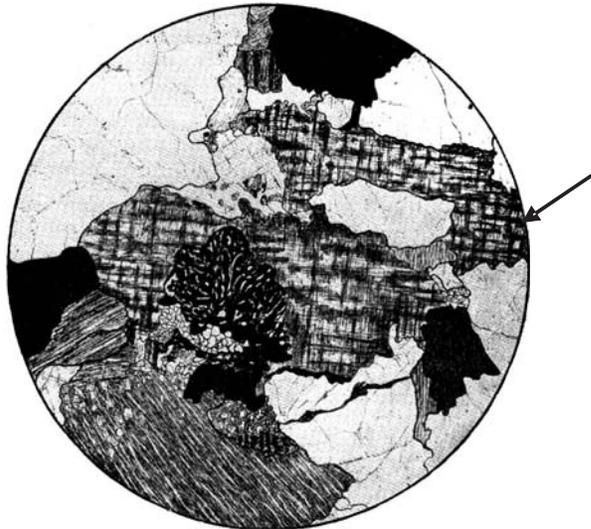


Рис. 2.10. Мікроклінова решітка, за Ю. Ір. Половинкіною, 1966

Анортоклаз – калі - натрієвий польовий шпат, з максимальним вмістом альбітової молекули. Відповідно, він має багато особливостей, які наближують його до альбіту. Анортоклази можуть утворювати нездвійниковані, зовні гомогенні кристали, можуть мати мікроклінову решітку, але трапляються і полісинтетичні двійники за альбітовим або периклиновим законом. Показники заломлення анортоклазу по N_g варіює у межах 1,530...1,579, по N_m

– 1.529...1.548, що, за В. Н. Лодочниковим, відповідає вже не тільки другій, а й третій (1,535...1,545) групі. Значення двозаломлення аноклазів становить 0,007...0,013 [Минералы. Справочник. Том V. М., 2003], тобто, вище, ніж у решти калієвих і калі – натрієвих польових шпатів.

Розрізнити між собою різновиди калієвих і калі – натрієвих польових шпатів за звичайними описами шліфів часто неможливо. Тому рекомендують називати мікроклінами лише ті зерна, де бачимо мікроклінові решітку, а у всіх інших випадках використовувати загальний термін “калієві польові шпати” без подальшої деталізації, часто для простоти їх називають калі – шпатами).

Усі перелічені різновиди в тій чи іншій кількості містять домішку альбітової молекули. На відміну від плагіоклазового ряду суміш ортоклазової та альбітової молекул виявляється нестійкою і зі зниженням температури вже у твердому стані після кристалізації лужні польові шпати часто розпадаються на калі - натрієвий польовий шпат і альбіт. Цей процес можна проілюструвати такою діаграмою (рис. 2.11).

У певних випадках (у разі підвищення лужності магматичного розплаву) відбувається кристалізація одного, зовні гомогенного польового шпату, який

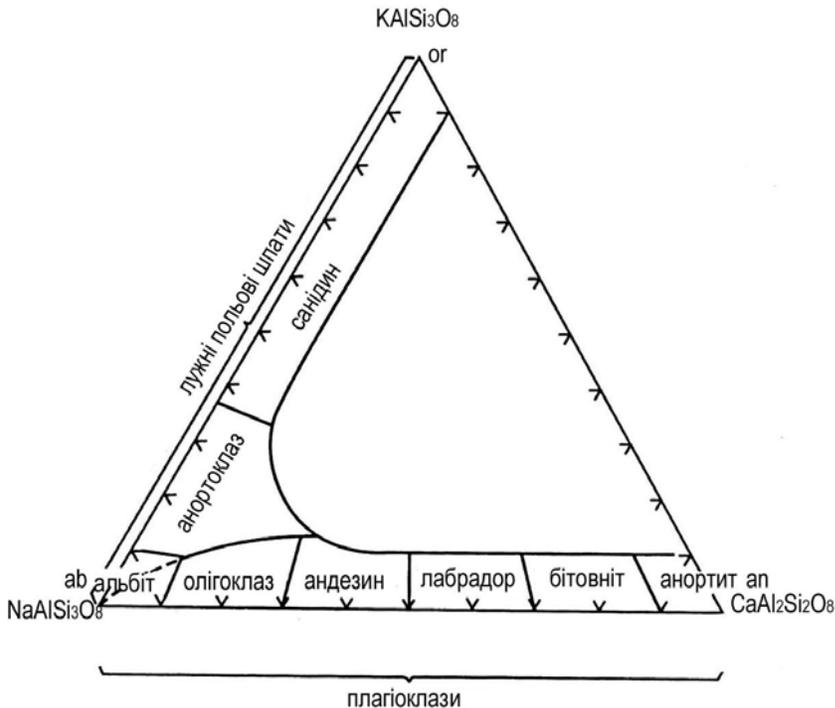


Рис. 2.11. Положення плагіоклазів і лужних польових шпатів на діаграмі $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$ [Минералы. Справочник. Том V. М., 2003]

становить суміш ортоклазової та альбітової молекул. У разі швидкого охолодження кристали такого польового шпату можуть зберегтися без змін. Під час повільного охолодження польовий шпат того ж складу вже в твердому стані розпадається на два різних, один з яких буде відповідати калішпату з певною домішкою альбітової молекули, другий – альбіту з домішкою ортоклазової молекули. Відповідно, у шліфах ми побачимо кристали калішпату з однаково оптично орієнтованими вrostками плагіоклазу (калішпат – пертит) і плагіоклазу з вrostками калішпату (плагіоклаз – антипертит). Крива, нижче якої починається розпад польових шпатів на два різних, називається сольвус. Тобто, розпад кристалів почнеться, коли зі зниженням температури умовна точка системи перетне сольвус. Верхня точка на цій кривій відповідає 660°C. Якщо кількість альбітової та ортоклазової молекул буде приблизно однаковою, то ми спостерігатимемо вrostки калішпату та плагіоклазу приблизно в однаковій кількості і не зможемо визначити, який з мінералів є господарем, а який утворює включення. Такі вrostки отримали назву *мезопертити*. Якщо вихідний магматичний розплав був сильно збагачений тільки калішпатовим або тільки плагіоклазовим компонентом, то умовна точка системи зі зниженням температури не потрапляє на лінію сольвуса (“пройде повз нього”). У такому випадку розпад польового шпату не відбудеться.

Розрізняють пертити розпаду та заміщення.

Пертити розпаду виникають внаслідок описаного вище розпаду твердого розчину (рис. 2.11). У цьому разі включення альбіту будуть поширені більш-менш рівномірно по площі всього зерна калішпату й, що особливо суттєво, всі вони будуть мати однакове оптичне орієнтування і під час повертання столика мікроскопа всі будуть одночасно гаснути. Тобто, в таких випадках відбувається проростання таблиці калішпату одним скелетним індивідом плагіоклазу. Пертитові вrostки можуть бути ще й полісинтетично здвійниковані, а вся система двійникування буде спільною для всіх вrostків. Розміри вrostків можуть коливатися від таких, які видно неозброєним оком, до таких тонких, які не можна розрізнити навіть під мікроскопом. Такі вrostки називають криптопертитами, вони нагадують бризи на воді. Форма вrostків може бути різноманітною. Якщо працювати з пертитами та антипертитами, то треба не забути перевірити методом смужки Бекке, який саме мінерал утворює вrostки, також тут дуже допомагає використання дисперсійного ефекту.

Пертити заміщення виникають у більш низькотемпературних умовах; як свідчить сама назва, тут відбувається заміщення калієвого польового шпату альбітом. У цьому разі пертити не мають закономірного орієнтування як у разі розпаду. Найчастіше вони розвиваються в крайових частинах зерен.

Адуляр – це низькотемпературний (нижче 400°C) різновид калієвого польового шпату, який трапляється в постмагматичних так званих гідротермальних жилах (гідротермальними називаються утворення, які виникають

з гарячих розчинів, що супроводжують магматичні розплави). За складом і структурою адуляри можуть відповідати санідинам, ортоклазам, мікроклінам. Для них характерні такі самі кристалооптичні особливості й без точних визначень адуляри можна відрізнити від описаних вище різновидів за формою виділень – вони часто утворюють кристали, які не мають постійних обрисів, щільні агрегатні маси, кірки, голки – й ниткоподібні утворення, нерідко непрозорі [Минералы. Справочник. Том V. М., 2003].

Вторинні зміни калієвих польових шпатів простежуються, головню, у розвитку по них буруватих глинистих продуктів до каоліну включно. Ці процеси об'єднують під назвою пелітизації. Слюди – серицит, мусковіт – по калішпатах не розвиваються, отже, якщо ви бачите в шліфі сильно розкладений серицитизований польовий шпат, в якому вже не збереглось двійникування і не вдається визначити заломлення за допомогою смужки Бекке, за наявності слюди можна з'ясувати, що маємо справу з плагіоклазом, а не мікрокліном.

2.2. Мінерали кремнезему

Згідно з реакційним рядом Боуена найпізніше серед салічних мінералів кристалізується кварц. Формула його, як всім відомо, SiO_2 , але в магматичних породах трапляється низка мінералів того самого складу – тридиміт, кристобаліт, опал, халцедон, а сам кварц має дві модифікації – низько- та високотемпературну.

Низькотемпературна модифікація **кварцу** кристалізується нижче $570\dots600^\circ\text{C}$ у тригональній сингонії, високотемпературна – в інтервалі $570\dots867^\circ$ і вище в гексагональній сингонії. Граничні температури частково перекриваються залежно від тиску. В магматичних породах кварц утворює здебільшого ксеноморфні зерна, але у випадках, коли кристали кварцу мали змогу вільно рости, високотемпературний кварц утворює пірамідальні кристали, а низькотемпературний – видовжені призматичні кристали, як, наприклад, гірський кришталь (рис. 2.12). Коли кварц не має ідіоморфного огранування, розрізнити ці модифікації під мікроскопом не можливо.

Вважають, що первинномагматичний кварц кристалізується у високотемпературній модифікації, а згодом, з охолодженням порід, перекристалізовується в низькотемпературну модифікацію. Кварц може утворювати ліві та праві кристали, а також двійники, але під мікроскопом вони не спостерігаються. Кварц належить до IV групи, тобто показник заломлення в нього вищий від канадського бальзаму. Здебільшого кварц прозорий і не підлягає вторинним змінам. Часом трапляється мутний кварц, він містить значну кількість дрібних включень розчинів, які супроводжують магматичний процес. Нерідко в кварці спостерігають включення рутилу,

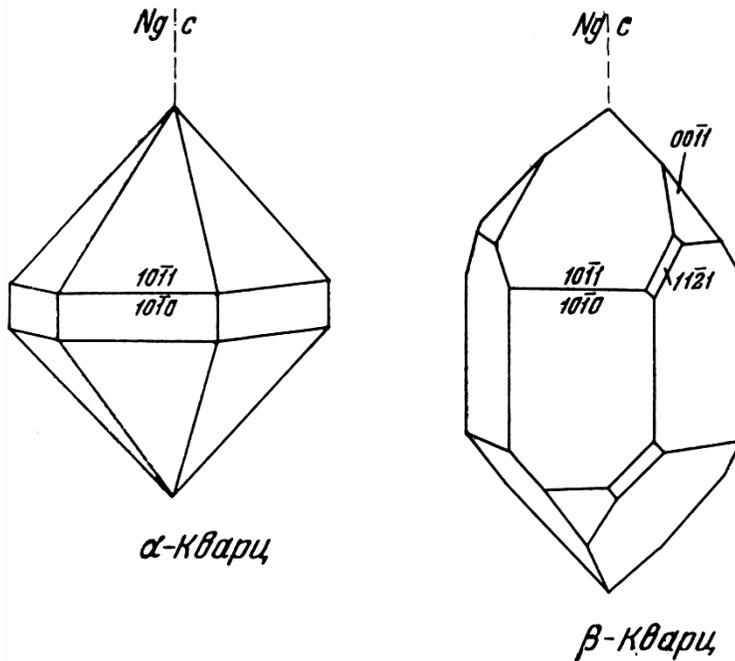


Рис. 2.12. Кварц

амфіболів, апатиту здебільшого голчастої форми. Двозаломлення кварцу завжди однакове – 0,009, інтерференційні кольори – світло-сірі. Часом у шліфах можна побачити кварц з світло-жовтими інтерференційними кольорами. Це є ознакою, що шліф товстіший, ніж прийнято. Кварц – мінерал одновісний, оптично додатний, тобто в ідіоморфних кристалах він мав би пряме загасання з N_g по видовженню. Оскільки він зазвичай утворює ксеноморфні кристали, то визначити положення осей індикатриси в ньому немає сенсу. Характерні ознаки кварцу – відсутність спайності та хвилясте загасання. Хвилясте загасання виникає внаслідок деформацій, до яких кварц чутливіший, ніж інші мінерали.

Крім самостійних зерен у породах, кварц нерідко утворює проростання у польових шпатах, особливо в калієвих. У таких проростаннях всі включення кварцу загасають одночасно, тобто кварц утворює один скелетний кристал. Проростання можуть мати неправильні чи округлі форми (тоді їх називають мікропегматитовими) або прямокутними, кутастими, подібними до клинопису. Такі проростання називають мікрографічними, їх можна спостерігати неозброєним оком у пегматитах, це так званий письмовий граніт або єврейський камінь. Кварц може також частково заміщувати польові шпати і, навіть, утворювати повні псевдоморфози в інших мінералах, зокрема, по карбонатах, серпентину, олівіну. Кварц можна сплутати з альбітом – правильно розрізнити їх можна за силою показника заломлення

в імерсійній рідині або коноскопичним методом. Під час ортоскопічних досліджень у більшості випадків ці мінерали розрізняють за наявністю (в альбітах) або відсутністю (в кварцах) тріщинок спайності.

Тридиміт. Більш високотемпературною, ніж кварц, модифікацією кремнезему є тридиміт. Це типовий вулканічний мінерал. Припускають, що в багатьох випадках, коли ми бачимо в ефузивах велику кількість кварцу, він виникає як псевдоморфози в тридиміті. Тридиміт – мінерал гексагональної сингонії. Він утворює шестигранники або лейсти з прямим загасанням і від'ємним видовженням. Спайності в нього немає. Тридиміт майже ніколи не утворює окремих кристалів. Здебільшого він трапляється у вигляді двійників і трійників списоподібної, клиновидної форми. Тридиміт має низький показник заломлення й належить до мінералів I групи. Він безбарвний, але внаслідок низького порівняно з іншими мінералами та канадським бальзамом показника заломлення за одного ніколя буде мати золотисто-жовтуватий відтінок завдяки дисперсійному ефекту. Двозаломлення у тридиміту дуже низьке – 0,001...0,004, тобто в схрещених ніколях він має темно-сірий колір і наближається до ізотропного.

Кристаліт. Ще більш високотемпературною модифікацією кремнезему є кристаліт, який кристалізується в температурному інтервалі 1470...1210°C. Цей мінерал також типовий для ефузивних порід, у плутонічних ні він, ні тридиміт не трапляються. Сингонія кристаліту остаточно не визначена, на думку різних дослідників, він належить до ромбічної або тетрагональної сингонії. Трапляється у вигляді табличок, рідко восьмикутників – октаєдрів. Спайності не має. Для кристаліту характерні утворення полісинтетичних двійників, які перетинаються під різними кутами, нерідко утворюють сфероліти. Показник заломлення в кристаліту дещо вищий від тридиміту, тому його зараховують до II групи. Двозаломлення в нього 0,001...0,003, тобто таке ж як у тридиміту. Тому розрізнити ці мінерали доволі складно, оскільки тридиміт може утворювати псевдоморфози в кристаліту, а кварц в цих обох мінералах. Найліпше кристаліт і тридиміт розрізняють за формами двійників – сферолітами для кристаліту та списоподібними для тридиміту.

Крім високотемпературних, кремнезем утворює модифікації, більш низькотемпературні, ніж кварц. Це опал і халцедон.

Опал – аморфна, некристалічна речовина, яка утворює агрегати неправильної форми, псевдоморфози по олівіну, піроксенах, амфіболах, або породах загалом, особливо по кислих ефузивах. Має гідротермальне походження, зокрема відкладається в гейзерах при температурі 100°C. Оскільки опал аморфний, то він не має спайності, не має двозаломлення і за схрещених ніколів – ізотропний. За показником заломлення належить до I групи. За одного ніколя опал безбарвний, але завдяки дисперсійному ефекту має золотисто-жовтуватий відтінок.

Опал може заміщуватись халцедоном. **Халцедон** утворює волокнисті агрегати, сферокристали з водних розчинів. За показником заломлення він належить до III групи, спайності не має. За одного ніколя – безбарвний, двозаломлення 0,008. Вторинні зміни в ньому не простежуються, оскільки він сам вторинний. Халцедон відрізняється від звичайного кварцу дещо нижчими показником і силою двозаломлення. Головна відмінність полягає у формі зерен, крім того, у халцедону видовження від'ємне, а кварц, коли утворює видовжені зерна, має додатне видовження.

2.3. Олівіни

Найбільш високотемпературні серед породотвірних фемічних мінералів – **олівіни**. Вони утворюють ізоморфний ряд, крайні члени якого Mg_2SiO_4 – форстерит та Fe_2SiO_4 – фаяліт. Як і плагіоклази олівіни – це тверді розчини, тобто фаялітовий і форстеритовий компоненти можуть зміщуватись

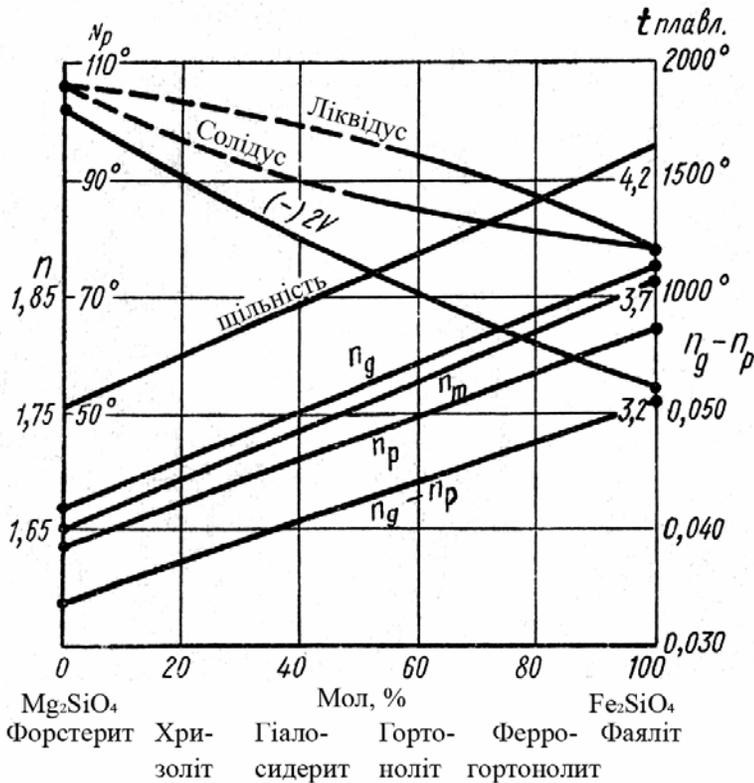


Рис. 2.13. Діаграма змін складу і властивостей в ряді форстерит – фаяліт і криві кристалізації

у довільних пропорціях. Відповідно, діаграма кристалізації олівінів має подібний характер до діаграми плагіоклазів (рис. 2.13).

Олівін – ромбічний мінерал, а це означає, що положення оптичної індикатриси в ньому фіксоване (рис. 2.14). Відповідно, воно не змінюється зі зміною складу і в шліфах за кристалооптичними характеристиками ми не можемо визначити склад олівіну. Тому, описуючи шліфи, всі ці різновиди називаємо одним словом „олівін”. Оптичними або фєдорівським методом склад олівіну визначають в імерсії. Зі збільшенням залізистості в олівінах збільшуються всі показники заломлення та зменшується $2V$.

Через велику кількість граней розрізи олівіну в більшості випадків мають форму, близьку до ізометричної. У вертикальних перетинах утворюються ромбоподібні розрізи. Як видно з рис. 2.14, олівін даватиме пряме загасання стосовно видовження й обох систем спайності. Знак видовження залежатиме від того, в якій площині пройде перетин. Якщо перетин \perp до 010, то вздовж видовження маємо Nm , а поперек – Np , тобто видовження – додатне. В перетинах \parallel 010 вздовж видовження буде Nm , а поперек Ng – видовження від’ємне. Тому у мікроскопічних дослідженнях знак видовження для визначення олівіну особливого значення немає, тоді як пряме загасання по спайності дає змогу одразу надійно відрізнити олівіни від піроксенів.

За показниками заломлення олівін належить до VI групи. В шліфах він безбарвний, з шагреневою поверхнею, сила двозаломлення 0,030–0,040, тобто відповідає другому порядку. Однак ця величина не є сталою – вона може збільшуватися до 0,050, тобто до третього порядку і може зменшуватися до 0,020. Нерідко можна побачити жовті кольори першого

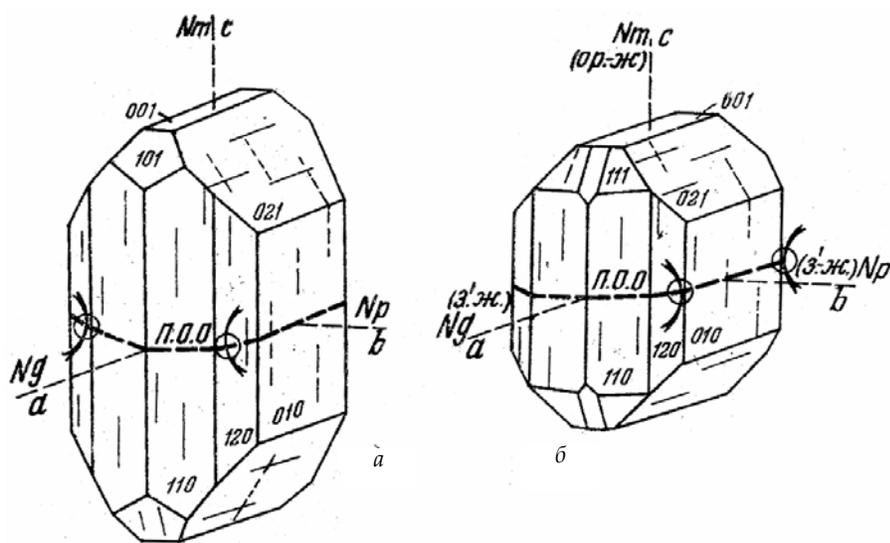


Рис. 2.14. Форстерит (а), фаяліт (б)

порядку. Пояснюється це передусім процесами заміщення олівіну багатьма більш низькотемпературними мінералами.

Найпоширеніше заміщення олівіну серпентином. На початкових стадіях серпентин перетинає олівін у вигляді смужок неправильної форми, які розгалужуються, з'єднуються і переплітаються між собою так, що від кристала олівіну залишаються тільки рештки, які „плавають” в серпентиновій масі. Це дуже характерна картина, яка дає змогу впевнено відрізнити олівін від інших фемічних мінералів. За більш інтенсивного розвитку процесу серпентинізації олівін повністю заміщується серпентином, але в більшості випадків за одного ніколя можна досить впевнено розрізнити контури зерен й визначити чи серпентинізація відбувалася за олівіном, чи, припустімо, за піроксеном. Під час розкладання та серпентинізації олівіну відбувається збільшення його об'єму до 25% від вихідного. Це пояснюється тим, що серпентин захоплює і містить воду. В підсумку кристали олівіну підлягають сильній тріщинуватості, яка затушовує спайність в олівінах. У більшості кристалів олівіну можна бачити не спайність, а тріщинуватість, які треба відрізнити. З іншого боку, ця тріщинуватість також є характерною ознакою олівіну, яка допомагає відрізнити його від піроксенів (рис. 2.15).

Крім серпентину, під час розкладу олівіну виділяються залізисті сполуки, які нерідко утворюють чорну непрозору облямівку навколо зерен олівіну.

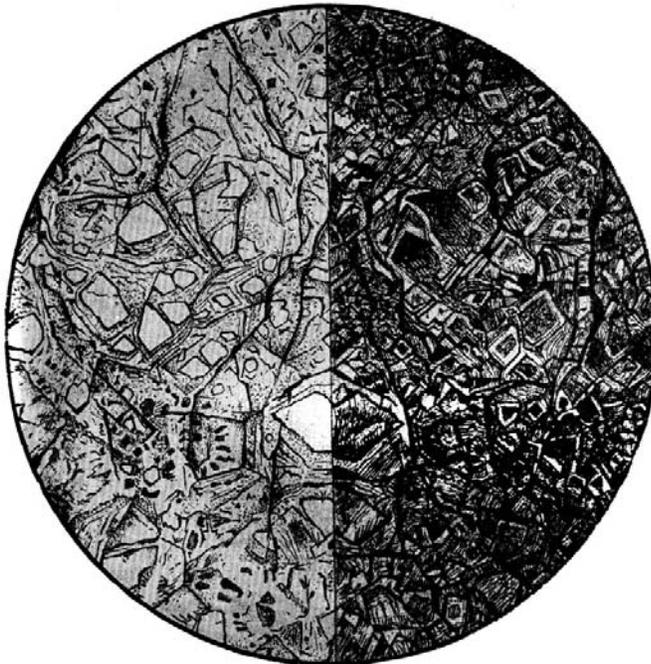


Рис. 2.15. Залишки олівіну в серпентинітовому агрегаті

Часом по олівіну розвиваються безбарвний амфібол-тремоліт, тальк, біотит, слюдоподібний бурий мінерал іддінгсит, карбонат. Якщо низькотемпературні зміни, то буває навіть, що олівін повністю заміщується опалом, кварцом чи халцедоном.

Олівін типовий мінерал низки плутонічних і вулканічних порід. Він переважно вступає в асоціації з піроксенами, позаяк вони під час кристалізації часто утворюють облямівки навколо олівіну, що свідчить про послідовність кристалізації.

В асоціації з кварцом олівін практично не трапляється. В літературі є чимало згадок про те, що залістий олівін наявний разом з кварцом у гранітах рапаківі Коростенського плутону на Житомирщині. Проте у всіх випадках виявилось, що в таких породах наявний лише іддінгсит у вигляді псевдоморфоз по олівіну, а сам олівін ніде не зберігся.

Розглянувши співвідношення олівіну, піроксену й кварцу, можна зрозуміти хід кристалізації магматичних розплавів і реакційний принцип Боуена. Існує галузь науки – “експериментальна петрологія”, яка досліджує закономірності плавлення й застигання окремих мінералів, їхніх сумішей і порід загалом. На прикладі плавлення суміші кристалів олівіну та кварцу і подальшого застигання одержаного магматичного розплаву Боуен та інші дослідники розробили певну діаграму (рис. 2.16), компонентами якої є олівінова молекула та кремнезем. Особливість цієї системи така: якщо застигає розплав, збагачений олівіновим компонентом, то першим кристалізується олівін, який пізніше починає реагувати з SiO_2 розплавом, утворюючи проміжний продукт – піроксен.

Реакція відбувається за формулою $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = 2\text{MgSiO}_3$.

Розглянемо декілька можливих випадків шляху кристалізації.

1. Припустимо, що склад розплаву відповідає точці 1 на діаграмі. Зі зниженням температури умовна фігуративна точка системи буде опускатись вертикально вниз до перетину з кривою ліквідусу в точці 2. Починаючи з цього моменту, з розплаву кристалізується олівін, а фігуративна точка прямує вздовж лінії ліквідусу до точки R (реакційної точки). Коли фігуративна точка прийде в точку R, почнеться реакція олівіну зі сполукою

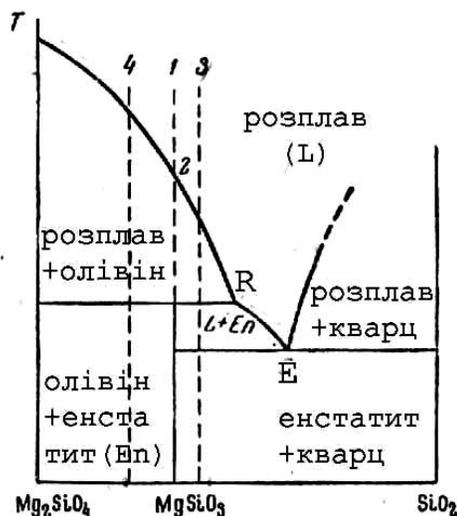


Рис. 2.16. Кристалізація розплаву в системі олівін (Mg_2SiO_4) – кварц (SiO_2), за В.О. Ніколаєвим, В.В. Доливо-Добровольським, 1961

SiO_2 . Реакція буде продовжуватись доти, доки в системі повністю не вичерпається один з компонентів – олівін або ж розплав. У цьому випадку олівін повністю прореагує з розплавом і в системі залишиться лише піроксен.

2. Якщо вихідний склад системи буде збагачений SiO_2 порівняно з першим випадком (точка 3 на діаграмі), то кристалізація почнеться так само. Коли фігуративна точка прийде в реакційну, і почнеться реакція олівину з розплавом, весь олівін прореагує й вичерпається раніше, ніж закінчиться розплав. Отже, система буде складатись з певної кількості кристалів піроксену та залишку розплаву. В такому випадку кристалізація піроксену продовжиться, а фігуративна точка системи, як тільки зникне останній кристал олівину, почне рухатись уздовж лінії ліквідусу від точки R до точки E (евтектичної точки). У точці E почнеться одночасна кристалізація піроксену й кварцу, яка буде продовжуватись доти, доки не вичерпається повністю розплав. Отже, кінцевий продукт буде складений піроксеном і кварцом, незважаючи на те, що кристалізація починалась з утворення олівину.

3. Якщо вихідний склад розплаву буде збагачений олівіновим компонентом порівняно з першим випадком (див. точку 4 на діаграмі), то весь процес відбуватиметься так само, як і в першому випадку, з тією різницею, що в точці R під час реакції першим вичерпається розплав. Кінцевий продукт буде представлений сумішшю кристалів олівину й піроксену.

Ця модель достатньо переконливо пояснює часту асоціацію олівину та піроксену й неможливість кристалізації олівину з кварцом. Однак треба пам'ятати, що це лише схема, одержана в лабораторних умовах. Природа подає значно більше варіантів, ніж експеримент, тому можуть бути винятки з розглянутої закономірності. Наприклад, якщо олівін обросте піроксеном з усіх сторін, то реакція його з розплавом припиниться; тоді кристалізація може продовжуватись так, ніби олівину в системі взагалі немає. В такому випадку в кінцевому продукті ми побачимо олівін разом з кварцом. Усе це, наголошуємо, стосується закономірностей кристалізації на магматичній стадії. Як вже зазначалося, олівін може заміщуватись кварцом, але це вже відбувається в низькотемпературних умовах як вторинні зміни. Отже, якщо ви побачите кварц у шліфі разом з олівіном, то перше питання, яке виникає – чи правильно ви визначили мінерали. Друге питання – на якій стадії утворився кварц, чи він є вторинним і розвивається по різних мінералах, чи первинним і займає самостійне положення в породі.

2.4. Піроксени

Піроксени поділяються на ромбічні та моноклінні.

Ромбічні піроксени утворюють ізоморфний ряд, крайніми членами якого є MgSiO_3 ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) – енстатит та FeSiO_3 ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) – феросиліт

(рис. 2.17). Феросиліт у природі не трапляється, проте утворюється в лабораторних умовах. Найбільш розповсюджені різновиди піроксенів – енстатит і гіперстен – $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$. Зі збільшенням вмісту заліза в мінералах збільшується сила заломлення по всіх осях оптичної індикатриси. Піроксени ут-

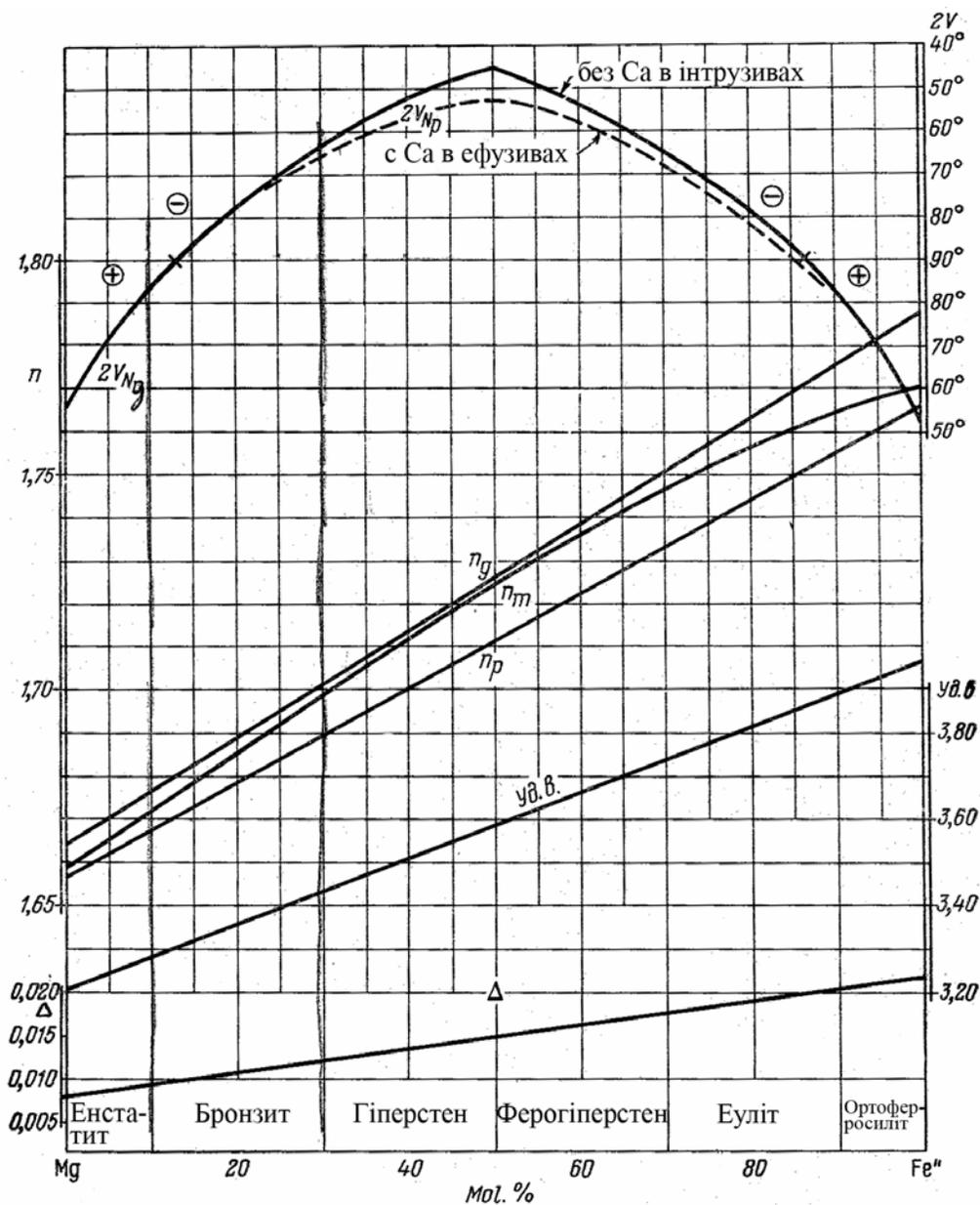


Рис. 2.17. Діаграма кристалізації ортопіроксенів

ворюють звичайно короткопризматичні кристали. Відповідно, в перетинах паралельно до призми та пінакоїду загасання стосовно спайності пряме. В перетинах з двома системами спайності вони перетинаються під кутом 87° і загасання щодо них буде кососиметричне (рис. 2.18).

За показником заломлення ромбічні піроксени належать до VI групи. В шліфах вони безбарвні, проте гіперстени можуть мати рожевий відтінок по N_r і зеленкуватий або зеленкувато-голубуватий по N_g . Вважають, що вони так плеохроюють, хоча ці відтінки ще не можна назвати забарвленням. Сила двозаломлення в них збільшується від 0,009 для магнезійних до 0,013 для залістистих відмін, тобто для них характерні сірі та жовті кольори першого порядку. В деяких випадках сила двозаломлення може підніматися до 0,020. Видовження в кристалах додатне.

Ромбічні піроксени доволі часто утворюють вrostки з моноклінними, тоді вони виглядають як полісинтетичні двійники. Іноді вrostки моноклінного піроксену настільки тонкі, що їх неможливо відрізнити під мікроскопом (подібно до польових шпатів їх називають криптопертитовими). В таких випадках кут загасання може відхилитись від прямого до 10° , граничний кут відхилення становить 35° . Напевно, з цієї ж причини в ромбічних піроксенах може збільшуватись і сила двозаломлення. Розглядаючи олівін, ми стверджували, що піроксен може утворюватись унаслідок реакції між олівіном і магматичним розплавом. Структури порід доводять, що це не єдиний шлях утворення піроксену – в багатьох випадках він кристалізується безпосередньо з розплаву як самостійний мінерал.

Ромбічний піроксен дещо стійкіший мінерал, ніж олівін, однак часто заміщується серпентином, хлоритом, волокнистим амфіболом (так званим

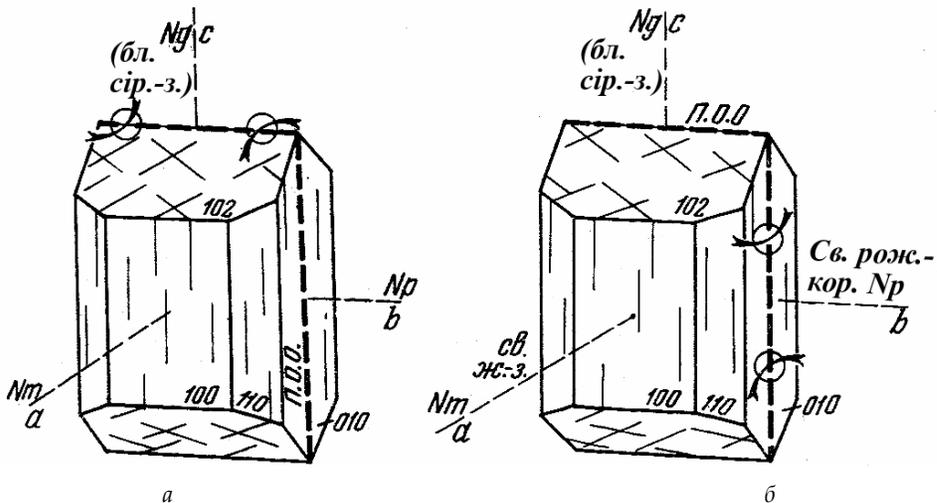


Рис. 2.18. Енстатит (а), гіперстен (б)

уралітом), актинолітом, зрідка тальком, карбонатом, низькотемпературними модифікаціями кремнезему. Нерідко ще на магматичній стадії внаслідок реакцій з магматичним розплавом піроксен обростає облямівкою зеленої рогової обманки або моноклінного піроксену. В ефузивних породах простежується заміщення піроксену непрозорими залізистими продуктами. Цей процес називається опацифізацією. Він простежується також в амфіболах і біотитах ефузивних порід і, очевидно, пов'язаний з розкладанням фемічних мінералів внаслідок окислення заліза, в умовах високих температур.

Ромбічний піроксен можна сплутати з олівіном і моноклінним піроксеном. У піроксені двозаломлення здебільшого нижче, ніж в олівіні, але сила двозаломлення може підніматись в піроксені та опускатись в олівіні, позаяк ця ознака не є характерною. Піроксени та олівіни однозначно розрізняються в перетинах, де видно дві системи спайності. Піроксени будуть мати в таких випадках косе загасання, а олівіни – пряме. Проблема полягає в тому, що в олівінах доволі рідко можна побачити дві системи спайності. Здебільшого олівін і піроксен добре розрізняють за одного ніколя за формою зерен – ізометричною для олівіну та призматичною чи таблицеподібною для піроксену; тріщинуватість, характерна для олівінів, в піроксенах майже не виявляється. Зрештою, хоч обидва мінерали належать до однієї VI групи, олівін має дещо вищий показник заломлення, а в шліфах – дещо вищий рельєф, ніж ромбічний піроксен. Різниця між ними особливо чітко простежується, коли зерна олівіну та піроксену граничать між собою.

Моноклінні піроксени. Серед моноклінних піроксенів за складом можна виділити чотири групи.

До першої групи належать піроксени того самого хімічного складу, що й ромбічні, які відрізняються від них сингонією. Відповідно, їхні назви подібні до ромбічних – кліноенстатит і кліногіперстен.

Другу групу становлять піроксени, в яких до формули ромбічного піроксену додається кальцій. Це піроксени так званого діопсид-геденбергітового ряду. Енстатиту відповідає діопсид з формулою $(Ca, Mg)(SiO_3)_2$, а феросиліту геденбергіт $(Ca, Fe)(SiO_3)_2$.

Представником третьої групи є авгіт, в складі якого, крім кальцію, магнію та заліза у формулі наявний ще алюміній.

До четвертої групи належать так звані лужні піроксени, в складі яких наявні Na і Li.

Особливості складу різних груп ромбічних і моноклінних піроксенів зведено в табл. 2.2 Відмінності між різними групами доволі точно відображає також діаграма “залізо–магній–кальцій” (рис. 2.19).

Найпоширеніші піроксени другої та третьої групи, тобто Ca-ві та Al-Ca-ві. Вони є характерними мінералами порід нормального ряду. Різні дослідники виділяють велику кількість різновидів піроксенів цих груп, проте

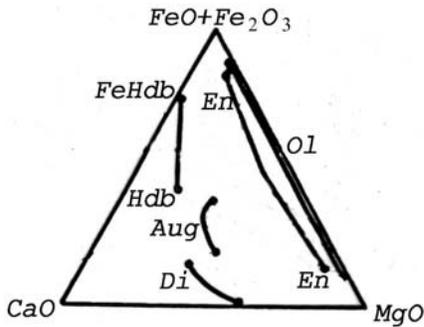


Рис. 2.19. Положення різних за складом піроксенів на діаграмі "залізо-магній-кальцій":

Hdb – геденбергіт; FeHdb – ферогеденбергіт; Aug – авгіт; Di – діопсид; En – енстатит; Ol – олівін

загальноприйнятої систематики досі не існує. Під мікроскопом ці відміни чітко не розрізняються. Фактично, крім хімічного складу, їх можна розрізнити лише за величиною $2V$. Тому розглянемо обидві групи разом.

У шліфах моноклінні піроксени характеризуються довго- або короткостовпчастою, таблицеподібною, неправильною формою, можуть утворювати облямівки навколо ромбічного піроксену та олівіну. Так само як і ромбічні піроксени, вони належать до VI групи, якщо перебувають у контакті з ними, то відрізняються від них нижчим рельєфом. У шліфах моноклінні піроксени безбарвні, прозорі, сила двозаломлення коливається в межах від

0,018 до 0,032, тобто відповідає другому порядку. Для них характерні сині кольори інтерференції. Спайність під кутом 87° , тобто така сама, як у ромбічних піроксенах. Загасання косе, кут загасання ($c Ng$) теоретично мусить перебувати в межах $36...69^\circ$, але на практиці часто трапляються розрізи з меншими кутами загасання. Пояснюється це, очевидно, тим, що моноклінні піроксени часто містять тонкі пертитові вrostки ромбічного піроксену, які в мікроскопі не можливо розрізнити. Часом моноклінний піроксен утворює закономірні зростання з роговою обманкою, або вона утворює облямівки навколо піроксену. Такі облямівки можуть виникати на магматичній стадії внаслідок реакції піроксену з розплавом і на постмагматичній. Взагалі обростання або заміщення піроксену роговою обманкою – явище поширене, нерідко рогова обманка заміщує піроксен "зерно за зерно", тобто утворює повні псевдоморфози по піроксену. Така рогова обманка називається уралітом. Крім того, по піроксену може розвиватися хлорит. На відміну від олівінів і ромбічних піроксенів для моноклінних серпентинізація не характерна.

Моноклінні піроксени можна переплутати з олівіном і ромбічними піроксенами. Олівін відрізняється дещо більшим показником заломлення і, відповідно, вищим рельєфом, а також інтенсивнішими кольорами інтерференції. Крім того, спайність в олівіні, якщо вона простежується, повинна давати пряме загасання, а в піроксені – косе. За одного ніколя піроксени мають буруватий і зеленуватий відтінок, тоді як олівін буде прозорий. З іншого боку, під час розкладання олівіну зазвичай виділяються оксиди заліза, які в моноклінних піроксенах простежуються дуже рідко.

Таблиця 2.2

Паралелізм мінливості складу в ізоморфних рядах олівінів, піроксенів та амфіболів*

Мінерали	Радикали [R]	К А Т І О Н И						
		Mg	Mg \Leftrightarrow Fe	Fe	Ca+Mg	Ca+Mg \Leftrightarrow Fe	Ca+Fe	Ca+(Mg \Leftrightarrow Fe) \Leftrightarrow Al
Олівіни	[SiO ₄]	Mg ₂ [R] форстерит	(Mg, Fe) ₂ [R] хризоліт-горноноліт	Fe ₂ [R] фаяліт	Ca, Mg[R] монтичеліт	Ca(MgFe)[R]	Ca, Fe[R] феромонтичеліт	
Піроксени	[Si ₂ O ₆]	Mg ₂ [R] енстатит	(Mg, Fe) ₂ [R] гіперстен	Fe ₂ [R] феросиліт	Ca, Mg[R] діопсид	Ca(Mg, Fe)[R] саліт	Ca, Fe[R] геденбергіт	Ca(Mg, Fe, Al) (Si, Al) ₂ O ₆ авгіт
Амфіболи	[Si ₄ O ₁₁]	Mg ₇ [R] купферит	(Mg, Fe) ₇ [R] кумінгтоніт	Fe ₇ [R] грюнерит	Ca ₂ Mg ₅ [R] тремоліт	Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ [R] актиноліт	Ca ₂ Fe ₅ [R] фероактиноліт	Ca ₂ (Mg, Fe, Al) ₅ [R] роговаобманка

* Мінеральні відміни наведені за А.Г. Бетехтин (1950), В. Третер (1958)

Від ромбічних піроксенів моноклінні відрізняються передусім вищими кольорами інтерференції та більшим кутом загасання. Ромбічні піроксени значно легше підлягають вторинним змінам, ніж моноклінні, що також дає змогу розрізнити їх між собою. Як вже зазначалось, двозаломлення в ромбічних піроксенах може підніматися до значення, характерного для моноклінних піроксенів, а кути загасання обох різновидів також можуть перекриватись між собою. Тобто трапляються випадки, коли зарахувати те чи інше зерно до ромбічних чи моноклінних піроксенів можна лише за допомогою фєдорівського методу. Тому завжди треба переглянути певну кількість зерен, щоби переконатися в статистичній стійкості певної ознаки.

Усі характеристики стосуються моноклінних піроксенів Ca та Al-Ca-вого складу. Крім них, існують моноклінні піроксени того самого складу, що й ромбічні – кліногіперстен і кліноенстатит. Перший з них відомий лише в метеоритах, у земних умовах він не утворюється. Кліноенстатит трапляється в базальтах, всі його властивості перехідні між типовими ромбічними й моноклінними піроксенами, і виявити його можна лише точними методами.

Лужні піроксени мають три різновиди – егірин, жадеїт і сподумен.

Найпоширеніший з них – **егірин**. Його формула $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Сингонія моноклінна. Егірин переважно утворює видовжено-призматичні навіть голчасті зерна, рідше з двома системами спайності. Кут спайності 87° , тобто такий самий, як у всіх інших піроксенів. Кут загасання близький до 0° , видовження від'ємне. Для егірину дуже характерний плеохроїзм в яскраво-зелених кольорах за біотитовою схемою – тобто по видовженню він забарвлений інтенсивніше. Часом буває забарвлений в зелено-блакитні, жовті й навіть рожеві кольори. Нерідко кристали егірину мають зональну будову, що виражається у зменшенні інтенсивності кольору до периферії зерен. Егірин за показником заломлення належить до VII групи, сила двозаломлення 0,040–0,050.

Егірин – мінерал магматичної стадії й трапляється у вулканічних і плутонічних породах. Може утворювати облямівки навколо інших піроксенів, або містити їх у центральних частинах зональних кристалів. У таких випадках в центрі ми матимемо безбарвний моноклінний піроксен, наприклад, діопсид, а периферія зерен представлена егірином.

Егірин можна сплутати з роговою обманкою, оскільки кольори плеохроїзму в них подібні. Відрізнити їх можна, по-перше, за кутом між системами спайності. По-друге, у видовжених кристалах егірину видовження від'ємне, а в рогової обманки додатне. Бувають випадки, коли в шліфі не вдається знайти перетинів з двома системами спайності, а також немає видовжених кристалів. В такому випадку треба взяти перше ліпше зерно, в якому видно плеохроїзм і перевірити, яка вісь індикатриси збігається з

найменш густим забарвленням мінералу. Тобто треба поставити зерно в таке положення, коли воно буде найменш забарвленим за одного ніколя, після чого повернути його ліворуч на 45° і далі вже за двох ніколів спостерігати, як змінюються інтерференційні кольори під час введення кварцового клину. Якщо найсвітліший колір, який ми бачимо за одного ніколя, збігається з віссю N_g , то це егірин. Якщо світлий колір спостерігається по осі N_r , то це означає, що маємо рогову обманку. З першого погляду егірин можна сплутати з турмаліном, але вони легко відрізняються за схемою плеохроїзму – в егірину густіше забарвлення по видовженню, а в турмаліну – поперек.

Найбільша складність пов'язана з тим, що егірин утворює ізоморфні суміші зі звичайними моноклінними піроксенами – авгітом і діопсидом, причому їхні кристалооптичні ознаки поступово змінюються. Такі перехідні різновиди називають егірин-авгіти та егірин-діопсиди. Трапляються також егірин-геденбергіти. В таких піроксенах кути загасання коливаються в широких межах, кольори плеохроїзму менш яскраві й видовження з від'ємного стає додатним. Відрізнити їх від рогової обманки в таких випадках буває особливо важко. Єдиною надійною відмінністю між ними залишається кут між двома системами спайності.

Жадеїт – $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ трапляється переважно серед метаморфічних порід, але буває наявним у магматичних. У чистому вигляді трапляється рідко, поширеніші ізоморфні відміни – перехідні від жадеїтів до діопсиду та егірину. Для жадеїту характерні волокнисті кристали, таблички. Він належить до VI групи, як і інші піроксени, сила двозаломлення $0,012\text{--}0,013$, кут загасання з віссю N_g – $33\text{...}40^\circ$, тобто знак видовження в нього практично нейтральний. Цікаво, що за незначної кількості егіринового компоненту, який може ізоморфно входити до складу жадеїту, двозаломлення залишається низьким і з'являються аномальні жовті кольори інтерференції. Такий жадеїт дуже легко сплутати з клиноцоїзитом. Розрізнити їх можна по загасанням стосовно спайності й видовження. В жадеїтах загасання косе з великим кутом, у клиноцоїзитах загасання повинно бути прямим, або близьким до нього.

Лужні піроксени можуть заміщуватись лужними амфіболами ще в магматичну чи в постмагматичну стадію. Вторинні, тобто низькотемпературні продукти їхньої зміни, аналогічні до продуктів зміни інших піроксенів.

Сподумен – $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$. Утворює короткопризматичні кристали, форми яких і характер спайності подібні до інших піроксенів. Належить до VI групи, кут загасання cN_g $23\text{...}26^\circ$, тобто видовження в нього додатне, сила двозаломлення $0,014\text{...}0,026$. В шліфах він безбарвний, макроскопічно може бути білим, яскраво-зеленим, прозорим з фіолетовим відтінком як флюорит і навіть яскраво-червоним. У шліфах він подібний до інших моноклінних піроксенів і відрізняється серед них найменшим кутом загасання, але точно визначити його можна лише за допомогою федорівського методу. Сподумен

трапляється у пегматитах, де може утворювати великі за розмірами кристали. У США на одному з родовищ добули кристал сподумену довжиною 16 м і вагою 90 т.

Сподумен містить у своїй формулі Li та Al. Незважаючи на те, що Li належить до лугів, сподумен не утворює ізоморфних сумішей з іншими, втім числі лужними піроксенами. З курсу мінералогії відомо поняття гетеровалентного ізоморфізму, яке полягає в тому, що елементи, які розташовані в періодичній системі хімічних елементів по діагоналі і, відповідно, мають різну валентність, виявляють певну спорідненість і можуть ізоморфно заміщувати один одного. Отже, Li має спорідненість з Al. Сподумен міститься в пегматитах, пов'язаних не з лужними магматичними породами, а, навпаки, з гранітоїдами, пересиченими глиноземом. Такі гранітоїди, зокрема, поширені на Житомирщині та в Приазов'ї.

Крім піроксенів, які містять луги, в лужних породах нерідко трапляється різновид моноклінного піроксену з підвищеною кількістю титану (TiO_2 до 5%, тоді як у звичайних піроксенах TiO_2 приблизно 0,5%). Називається цей мінерал **титан-авгіт**. Він утворює короткостовпчасті кристали, таблички, а також кристали у формі пісочного годинника. Двозаломлення в нього 0,021...0,033, кут загасання 45...55°. Найбільш характерна його ознака – фіолетові чи бузкові кольори плеохроїзму, нерідко має буруваті або рожеві відтінки. Плеохроїзм виражений доволі слабо. Спайність у титан-авгітів така сама, як в інших піроксенах, і це, а також кольори плеохроїзму, дає змогу не плутати його з іншими мінералами.

2.5. Амфіболи

Амфіболи – найпоширеніший мінерал у магматичних породах. Серед них виділяється значна кількість різновидів, які поділяються на ромбічні та моноклінні (табл. 2.2).

Ромбічні амфіболи (антофіліти, жедрити) трапляються переважно в метаморфічних породах, зрідка виникають як вторинні мінерали у багатих Mg (ультраосновних, основних) магматичних породах. Утворюють стовпчасті, волокнисті агрегати, $cNg - 0...12^\circ$, двозаломлення – 0,013–0,030. Видовження додатне, безбарвні.

Серед **моноклінних амфіболів** виділяють чотири групи: 1) Fe-Mg-i; 2) Ca-Mg-Fe-i; 3) Ca-Al-Mg-Fe-i; 4) Na-i.

Fe-Mg амфіболи першої групи характерні для метаморфічних порід. У магматичних породах нормального ряду найбільше поширені Ca-Al – моноклінні амфіболи третьої групи, а серед них – **рогова обманка**.

Формулу рогової обманки дослідники пишуть по-різному. Найбільш спрощений варіант: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$. Частина Ca у формулі

рогової обманки може заміщуватись на Na і тоді виникають так звані сублужні рогові обманки. Типова кристалографічна форма такої обманки така (рис. 2.20). Відповідно, в шліфах вона утворює видовжені призматичні зерна з однією системою спайності або шестикутні чи чотирикутні перетини з двома системами спайності. Кут між системами спайності – 56° , видовження в призматичних зернах додатне, кут загасання теоретично дорівнює 16° , на практиці може змінюватись від 9 до 33° . Рогова обманка в шліфах забарвлена й характеризується чітко вираженим плеохроїзмом за біотитовою схемою. За характером плеохроїзму виділяється низка відмін, причому кольори плеохроїзму доволі тісно пов'язані з ізоморфними домішками у формулі рогової обманки.

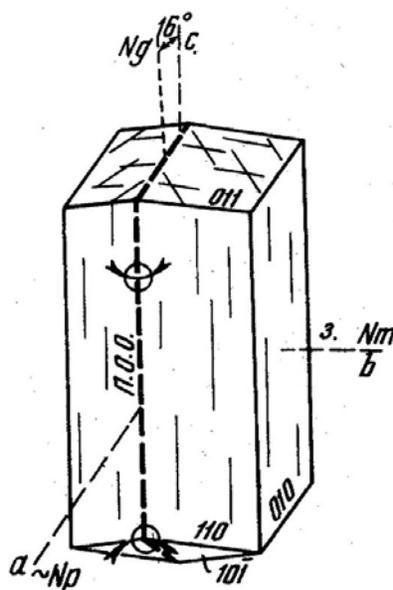


Рис. 2.20. Габітус рогової обманки

1. Найбільш поширена звичайна рогова обманка, яка плеохроює в зелених або бурих тонах по Ng до світло-зелених майже безбарвних чи світло-бурих по Nr . За показником заломлення рогова обманка належить до V чи VI групи, оскільки може коливатись у значних межах. Двозаломлення у неї високе $0,016-0,024$, але внаслідок того, що вона інтенсивно забарвлена, інтерференційні кольори погано видно, визначити силу двозаломлення буває доволі складно.

2. Друга відміна – це синьо-зелена рогова обманка, яку називають сублужною. Синього кольору вона набуває внаслідок ізоморфної домішки натрію.

3. Третя відміна – безбарвна рогова обманка **паргасит** і світло-забарвлені по Nr гастингсит, які у разі повороту мінералу стають чорними, непрозорими по Ng , подібними до рудних мінералів. Їхні особливості пов'язані з ізоморфною заміною Mg і Si на Al, та збільшенням кількості Na.

4. Виділяється також ціла група титановмісних рогових обманок, для яких характерні бурі, коричневі кольори плеохроїзму з домішкою червоного відтінку (баркевікіти, керзутити). Серед них найчастіше трапляється так звана базальтична рогова обманка, яка відрізняється від звичайних червонувато-бурих кольорами плеохроїзму, дещо вищим показником заломлення, низьким кутом загасання ($0...15^\circ$) та дуже високою силою двозаломлення, яка сягає $0,010$. Характерною її ознакою буває опацитизація – виникнення при високих температурах облямівок, які складаються з рудного мінералу та піроксену.

5. Виокремлюється ще так звана уралітова рогова обманка, яка становить повні псевдоморфози по піроксену. Для неї характерні брудно-зелені кольори та специфічні кристалографічні форми (нормальні рогові обманки, як відомо, мають шестикутні або чотирикутні форми перетинів, а уралітові, оскільки вони заміщують піроксени, зберігають восьмикутні форми перетинів).

Рогові обманки утворюються в широкому діапазоні умов. Вони можуть бути первинно магматичними, вторинними, але найпоширеніші рогові обманки належать до групи так званих вікарувальних мінералів – достатньо високотемпературних, які виникають вже після закінчення кристалізації розплаву. Первинно магматичні рогові обманки переважно утворюють облямівки навколо піроксену, рідше олівінів. Рогові обманки легко розкладаються та заміщуються низькотемпературнішим біотитом, хлоритом, актинолітом, епідотом, іноді карбонатом.

До групи Ca-Mg-Fe-х амфіболів належать амфіболи тремоліт-актинолітового ізоморфного ряду: **тремоліт** – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ та **актиноліт** – $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Сингонія, орієнтування індикатриси та характер спайності в тих амфіболах аналогічні до розглянутих для рогової обманки, проте вони відрізняються формами зерен – це здебільшого сильно видовжені, стовпчасті, призматичні кристали, часом голчасті та волокнисті. Знак видовження в них додатний, кут загасання cNg $10\dots 20^\circ$, двозаломлення $0,022\text{--}0,032$, тобто дещо вищий, ніж у звичайних рогових обманок.

Тремоліт у шліфах повністю безбарвний і його не завжди можна відрізнити від безбарвної рогової обманки – паргаситу. Коли в формулі з'являються ізоморфні домішки заліза, мінерал стає брудно-зеленим, в нього простежується нечітко виражений плеохроїзм. Такі відміни називають актинолітами. Проте актиноліт не завжди можна відрізнити від рогової обманки. Головна їхня відмінність – форма зерен.

Амфіболи, зокрема безбарвні, або слабозабарвлені, у шліфах можна сплутати з піроксенами, оскільки тремоліт та актиноліт у магматичних породах дуже часто розвиваються по піроксенах та олівіну. Найліпше розрізнити ті мінерали в перетинах, де видно дві системи спайності, за кутом між ними. Крім того, безбарвні амфіболи, тобто такі, які можна сплутати з піроксенами, мають дещо нижчий показник заломлення й відрізняються від піроксенів нижчим рельєфом.

У магматичних породах тремоліт і актиноліт – вторинні мінерали, з магматичного розплаву вони не утворюються.

Амфіболи четвертої з перелічених вище груп мають лужний характер. Їхні характерні представники – арфведсоніт і рибекіт. Спрощену формулу подано в таблиці, крім загального для всіх радикала, вони містять Fe, Mg, Na.

Арфведсоніт утворює видовжені призматичні кристали з кутом загасання $14\dots 20^\circ$. Видовження в нього від'ємне. По видовженню розташована

вісь Nr , для якої характерні сині, яскраво-сині кольори, по осі Nm та Ng кольори фіолетові або світло-сині. Тобто в цього мінералу біотитова схема плеохроїзму, але по осях індикатрисі найбільш інтенсивний колір по Nr . Нерідко цей колір може бути настільки насиченим, що мінерал стає непрозорим і лише в його крайових частинах просвічують сині кольори. Двозаломлення в нього невисоке – до 0,012. Характерна ознака всіх лужних амфіболів, зокрема арфведсоніту, – дисперсія осей індикатрисі. Це означає, що для світлових хвиль різної довжини положення осей дещо різне, тому в таких мінералах у разі схрещених ніколів не відбувається повного загасання. Замість нього спостерігаються аномальні кольори – сині або рожево-бузкові.

Рибекіт відрізняється від арфведсоніту низьким двозаломленням – 0,003–0,005 і невеликим кутом загасання $1...2^\circ$ до 8° з Nr . Видовження в нього також від'ємне і кольори плеохроїзму такі самі, як в арфведсоніту.

За кольорами плеохроїзму лужні амфіболи можна сплутати з турмаліном, якщо кристали не мають чітко вираженого видовження (у видовжених кристалах одразу видно, що вони мають різні схеми плеохроїзму). Якщо кристали не видовжені, то їх можна розрізнити за силою двозаломлення – в амфіболах вона не перевищує 0,012, а в турмаліну це значення не нижче 0,018 і доходить до 0,040.

Під час розгляду рогових обманок згадували про високотитановмісні рогові обманки, які мають плеохроїзм у червоно-бурих кольорах. Існує амфібол проміжного складу між Ti -роговими обманками та арфведсонітом. Називається він **катафорит**. Кут загасання – $30...60^\circ$, плеохроїзм в червоно-бурих кольорах, але найбільш інтенсивне забарвлення в нього по осі Nm . Схема плеохроїзму $Nm > Ng > Nr$. Оскільки в кожному перетині можуть бути лише дві осі індикатрисі, то в одних перетинах з осями $Nm-Ng$ матимемо для цього мінералу турмалінову схему плеохроїзму, а в інших з осями $Nm-Nr$ плеохроїзм відбуватиметься за біотитовою схемою. Зрозуміло таке: якщо немає добре видовжених кристалів за різними напрямками, то зрозуміти характер плеохроїзму не вдасться. У шліфі можливо будуть наявні лише перетини $Ng-Nm$ і тоді будемо вважати, що перед нами мінерал з турмаліноювюю схемою плеохроїзму. Іншими словами, катафорит можна сплутати з турмаліном. Відмінність між цими мінералами легше визначити за кутом загасання – в катафоритах, як і в інших амфіболах, погасання косе, а в турмалінах – пряме. Крім того, турмаліни нерідко мають нерівномірне плямисте забарвлення, тоді як амфіболи, особливо лужні, можуть мати лише однорідне забарвлення.

До групи лужних амфіболів належить також **глаукофан**. Він є членом ізоморфного ряду амфіболів (гастальдит-глаукофан-кросит-родусит), до складу яких входять Na , Al , Mg , Fe . Інші члени ряду трапляються рідко, глаукофан, навпаки, дуже поширений мінерал, особливо в метаморфічних

породах, які виникли в умовах підвищеного тиску. Як вторинний мінерал він може траплятись у вивержених породах. Глаукофан утворює стовпчасті та променисті кристали й агрегати з додатним видовженням. Кут загасання $cNg=4-16^\circ$. Сила двозаломлення 0,015–0,022. Так само, як інші лужні амфіболи, має сильну дисперсію осей індикатриси, тому в нього замість загасання виникають аномальні кольори. Мінерал за одного ніколя інтенсивно забарвлений, має плеохроїзм за біотитовою схемою – по Ng густі сині кольори, по Nm – фіолетові, по Np – світлі зеленувато-жовті кольори.

Вище йшлося про існування сублужних рогових обманок, які мають плеохроїзм у синювато-зелених кольорах. Їх легко сплутати з лужними амфіболами за кольорами плеохроїзму. Видовження у сублужних рогових обманок додатне, а у лужних може бути від'ємне (частіше), рідше додатне (у глаукофану). Надійною ознакою, за якою можна розрізнити сублужні та лужні амфіболи, є дисперсія осей індикатриси, якої немає в сублужних, й чітка в лужних амфіболах (наслідком дисперсії є неповне загасання мінералів).

На закінчення додамо, що значна кількість відмін амфіболів зумовлена широкими можливостями їхнього ізоморфізму.

2.6. Слюди

Слюди становлять значну групу мінералів поширених у магматичних породах. Всі вони належать до моноклінної сингонії.

За хімічним складом вони поділяються на три ряди: 1) Mg-Fe-і; 2) K-Na-і; 3) Li-і. Найбільш поширений мінерал – **біотит**, який належить до Mg-Fe-x слюд. Формула його $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$.

Кристалографічні форми у всіх слюд однакові (рис. 2.21). У шліфах вони утворюють або короткі пластинки, лусочки, паралельні спайності, або шестигранні чи неправильної форми перетини, паралельні 001, в яких не видно спайності.

Оскільки такі перетини близькі до перпендикулярних щодо оптичних осей, то в них менше двозаломлення і вони суттєво відрізняються від перетинів, де виявлена спайність. Вони мають високі кольори інтерференції та чітко виражене пряме загасання, оскільки це моноклінна сингонія, то кут може

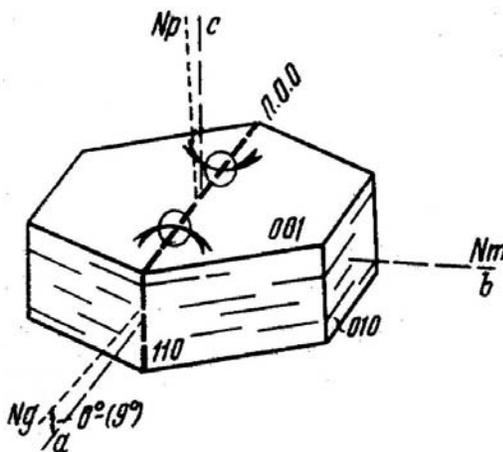


Рис. 2.21. Габітус кристалів біотиту

відхилятися від 0 до 6°. Видовження лусочок завжди додатне. Наголошуємо на різниці між тими двома перетинами, тому що студенти нерідко сприймають їх як два різні мінерали. В перетинах зі спайністю здебільшого чітко виражений плеохроїзм, тоді як у поперечних до них перетинах плеохроїзм практично не простежується. Колір біотитів коричневий, рідше зелений. Часом трапляються біотити з червонуватими відтінками та також такі, які по N_g стають чорними, непрозорими. По N_p біотити бувають взагалі безбарвними. За показниками заломлення біотити відповідають переважно V групі, але в окремих випадках показник заломлення може підніматись до VI групи. Сила двозаломлення у біотиту 0,040–0,050.

Для біотитів дуже характерні включення акцесорних мінералів, передусім циркону. Оскільки циркон часто буває радіоактивним, то під дією радіації навколо таких включень відбувається розкладання біотиту з утворенням більш густо забарвлених з чорними непрозорими облямівками навколо таких включень. Якщо під час повертання мікроскопа такі облямівки змінюють колір, то їх називають плеохроїчними двориками.

Біотит може бути первинно магматичним мінералом (подекуди трапляється у вигляді краплеників в ефузивах) і постмагматичним, вікарвальним мінералом. Може заміщувати амфіболи, піроксени, навіть олівін. Інколи він утворюється внаслідок реакцій магнетиту з оточуючими його мінералами, навіть плагіоклазами.

Сам біотит легко розкладається, по ньому утворюються хлорит, епідот, оксиди заліза, кварц. Хлорит нерідко утворює повні псевдоморфози по біотиту з поступовою зміною всіх оптичних властивостей. У цьому разі виноситься Ti у вигляді рутилу й виникає сагенітова решітка. Епідотовий агрегат найчастіше утворюється вздовж тріщин спайності біотиту, а кварц часто утворює так звані симплектикові вrostки з біотитом. Нерідко з біотиту виноситься залізо, і він стає безбарвним, таким самим за виглядом, як мусковіт. Тоді лише асоціація цих зерен з рудним мінералом дає змогу з'ясувати, що перед нами не мусковіт, а змінений біотит. В ефузивах під дією високих температур може відбуватися опацифізація біотиту – процес який ми згадували під час розгляду амфіболів. По краях зерен біотиту розвивається дрібнозернистий рудний агрегат.

Для біотиту дуже характерне нерівномірне просторове розташування. Часто він утворює в породі невеликі скупчення, до яких просторово тяжіють різні акцесорні мінерали – циркон, сфен, апатит, рудний мінерал. Вважають, що такі скупчення відображають постмагматичний характер утворення біотиту.

Біотит можна сплутати з амфіболами зеленого чи бурого кольору. Відрізнити їх можна передусім за величиною кута загасання в розрізах зі спайністю. Зрозуміло, що в біотиті не може бути розрізів з двома системами спайності. Крім того, біотити відрізняються чіткіше виявленим плеохроїз-

мом і мають дещо нижчий показник заломлення і, відповідно, нижчий рельєф порівняно з забарвленими амфіболами.

Біотит є проміжним членом ізоморфного ряду флогопіт-лепідомелан. *Флогопіт* відрізняється плеохроїзмом у світло-жовтих кольорах до безбарвних, а *лепідомелан* порівняно з біотитом має густіші кольори плеохроїзму до чорних та дещо вищий показник заломлення.

У шліфах постійно трапляються дрібні лусочки безбарвної слюди, яка особливо часто розвивається по плагіоклазах. Таку слюду називають *серіцитом*, її вважають різновидом мусковіту.

Мусковіт вважають постмагматичним, вікарувальним мінералом на тій підставі, що він ніколи не трапляється у вигляді вкраплеників у вулканічних породах. Мусковіт розвивається по біотиту, плагіоклазу, по яких можуть розвиватися й альбіт і кварц. Водночас вчені припускають, що в деяких випадках з розплавів, збагачених кремнеземом і водою, мусковіт може кристалізуватися у вигляді первинно магматичного мінералу. Мусковітвмісні граніти, зокрема, поширені на Житомирщині. Подекуди мусковіт займає в таких гранітах самостійне положення в породі, утворює ідіоморфні лусочки і, не виключено, справді має первинномагматичне походження.

Мусковіт у шліфах можна сплутати з тремолітом. Вони відрізняються за кутом загасання, крім того, мусковіт має вище двозаломлення, ніж тремоліт. Варто зауважити, що мусковіт у розрізах, паралельних до спайності, відрізняється низькими нерівномірно розташованими кольорами інтерференції, тому студенти плутають такі розрізи з розрізами кварцу. В нормальних розрізах мусковіт дуже подібний до тальку, який розглядатимемо далі. Тут лише виділимо одну особливість, яка відрізняє слюди від інших мінералів, на які вони можуть бути подібні. Коли поставити пластинку слюди на загасання, на фоні темного зерна можна побачити багато світлих цяточок – це так зване ситоподібне загасання. Воно дає змогу безпомилково визначати слюду у всіх випадках.

До третьої групи належать Li-ві слюди – **лепідоліт**, *цинвальдит*. Вони дуже подібні до мусковіту, але відрізняються від нього нижчим показником заломлення, який може бути навіть меншим, ніж у канадського бальзаму.

2.7. Фельдшпатоїди

До фельдшпатоїдів належать нефелін, лейцит, содаліт і низка інших мінералів (гаюїн, анальним та ін.).

Нефелін – мінерал з формулою $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Він належить до гексагональної сингонії, утворює в перетинах шестикутники, квадрати, прямокутники. Якщо утворює видовжені кристали, то видовження в них від'ємне (рис. 2.22).

Спайність виражена погано, кут між системами спайності, якщо вона простежується, – 90°. За одного ніколя нефелін безбарвний, за показником заломлення належить до III групи, хоча деякі дослідники зазначають, що показник заломлення нефеліну може бути нижчим від канадського бальзаму. Двозаломлення – від 0 до 0,005. Двійники у шліфах не простежуються, хоча припускають, що вони існують.

Нефелін ніколи не трапляється в асоціації з кварцом. Якщо, наприклад, ви визначили в шліфі наявність лужного піроксену чи амфіболу, ви маєте підставу очікувати наявність або кварцу, або нефеліну. Достатньо знайти один з цих мінералів, а другий можна не шукати. Пояснюється це тим, що нефелін вступає в реакцію з SiO_2 магматичного розплаву. За невисокого тиску внаслідок реакції $2\text{NaAlSiO}_4 + 4\text{SiO}_2 = 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ утворюється альбіт (рис. 2.23).

Якщо склад вихідного розплаву відповідатиме складу альбіту, то під час кристалізації отримаємо тільки альбіт. Якщо склад вихідного розплаву буде збагачений нефеліновим або кварцовим компонентом (тобто, зсунутий на діаграмі вліво чи вправо від лінії альбіту), то у разі застигання отримаємо,

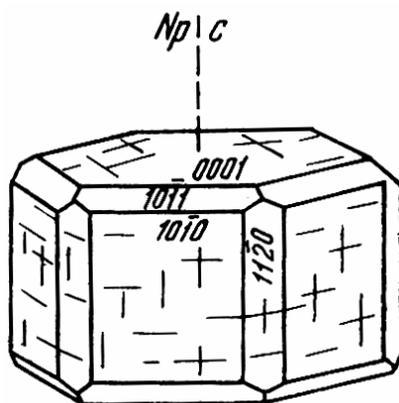


Рис. 2.22. Нефелін

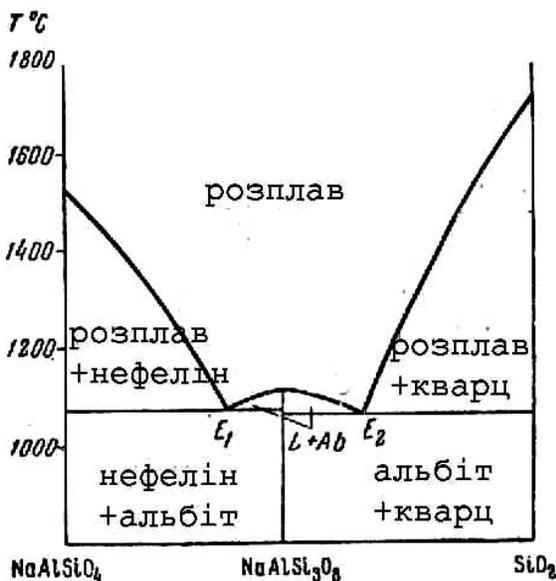


Рис. 2.23. Хід кристалізації у системі нефелін-кварц

відповідно, суміш кристалів або нефеліну і альбіту, або альбіту й кварцу. В обох випадках першим починає кристалізуватися той мінерал, хімічних компонентів якого у розплаві більше. Під час його кристалізації фігуративна точка системи рухається вздовж ліній ліквідусу до евтектичної точки E_1 (у першому випадку) або E_2 (у другому випадку). В цих точках до кристалізації приєднується другий мінерал і кристалізація продовжується доти, доки не закінчиться розплав. У точках евтектики на відміну від реакційних точок одночасно кристалізуються два чи більше мінералів, які не взаємодіють між собою.

За достатньо високого тиску тут з'являється ще одна сполука – лужний піроксен жадеїт. Реакція: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$.

Нефелін – первинномагматичний мінерал, утворює вкрапленики в ефузивах. Його в шліфах можна сплутати з калішпатом, плагіоклазом, кварцом, апатитом. Від калішпату та плагіоклазу нефелін відрізняється передусім одноманітним темно-сірим кольором у схрещених ніколях, темнішими порівняно з калішпатом і плагіоклазом, в ньому не простежуються двійники, тоді як у плагіоклазі та калішпаті майже завжди хоч би в одному зерні з кількох вони є. Однак бувають калішпати без двійників – вони відрізняються від нефеліну нижчим показником заломлення. Від апатиту нефелін відрізняється нижчим рельєфом та відсутністю шагрені. Від кварцу нефелін відрізняється нижчим двозаломленням, рівномірним загасанням, наявністю спайності.

За хімічним складом фельдшпатоїди можна розглядати як збіднені кремнеземом замітники (гомологи) польових шпатів у лужних породах (хоча польові шпати в них також доволі поширені). Нефелін є заміником (гомологом) альбіту. В природі існує мінерал **каліюфіліт** KAlSi_3O_8 , який утворює ізоморфні суміші з нефеліном і оптичними методами його не можливо відрізнити від нефеліну. Каліюфіліт за хімічним складом є гомологом калішпату (низка лужних порід, описаних в літературі як нефелінвмісні, насправді містять каліюфіліт). Штучно можна отримати кальцієвий різновид нефеліну $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$, який буде відповідником анортиту.

По нефеліну розвиваються канкриніт, цеоліти, альбіт, серицит, мусковіт, содаліт, анальцим.

Канкриніт – вторинний мінерал, який розвивається по нефеліну, склад його – до нефелінової молекули додається ще молекула CaCO_3 та H_2O . Канкриніт у шліфах дуже подібний до мусковіту, він безбарвний з досить високим двозаломленням 0,023–0,029. Хоча це двозаломлення нижче, ніж у мусковіту (0,036–0,040), ці два мінерали дуже подібні кольорами інтерференції. Вони відрізняються лише значенням показника заломлення – канкриніт належить до II групи, а мусковіт до IV.

Отже, якщо в шліфі ви не бачите кварцу, водночас вам кидається в очі безбарвний мінерал з високими кольорами інтерференції, подібний до

мусковіту, то треба перевірити, чи не є цей мінерал канкринітом. Якщо ви дійшли висновку, що перед вами канкриніт, варто уважно подивитись, чи нема в цьому шліфі нефеліну. Додаткові особливості канкриніту – від'ємне видовження. Спайність майже ніколи не спостерігається.

Цеоліти – це водні алюмосилікати за Ca, Na, K. Їхній склад змінний і остаточно не вивчений, є припущення, що вони утворюють ізоморфний ряд, подібний до ряду польових шпатів. Цеоліти переважно утворюють агрегати з волокнистою, голчатою, радіально-променистою формою кристалів, трапляються іноді у вигляді табличок, лейстів. Здебільшого цеоліти безбарвні, показник заломлення в них відповідає II групі, двозаломлення низьке – 0,003–0,007. Вони є вторинними мінералами і наповнюють в породах, особливо в ефузивах, порожнини, або заміщують польові шпати чи фельдшпатоїди.

Особливо характерні форми виникають під час заміщення цеолітами нефеліну. Вони утворюють голчасті кристали, розташовані так, що дуже нагадують морозні візерунки на вікні взимку. Порівняно з нефеліном вони мають нижчий рельєф і дещо вище двозаломлення. Ці візерунки неможливо сплутати з іншими, вони є надійною ознакою наявності в породі нефеліну. Цеоліти можна сплутати лише з халцедоном, який подекуди утворює подібні за формою мінеральні агрегати. Відрізнити їх можна за показником заломлення – в халцедону він близький до канадського бальзаму, а в цеолітів значно нижчий. Існує ціла низка різновидів цеолітів, це зумовлює змінність їхніх кристалооптичних ознак – кут загасання в них може бути прямим або косим до 36...40°, видовження – додатним і від'ємним.

Содаліт відрізняється від нефеліну наявністю молекули NaCl – $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$. Він може бути первинним і трапляється у лужних ефузивах, а може виникати як вторинний продукт під час заміщення нефеліну. Содаліт – мінерал кубічної сингонії, отже, в шліфах він буде ізотропним за двох ніколів, за одного ніколя він безбарвний, зазвичай з добре вираженою спайністю. За показником заломлення содаліт належить до II групи.

До содаліту дуже подібний **нозеан**, який відрізняється від нього тим, що NaCl у формулі замінює Na_2SO_4 . Нозеан також кубічної сингонії, його характерна ознака – дуже неправильні обриси з глибокими заглибинами, які виникають унаслідок корозії цього мінералу. Корозія буває часом настільки сильною, що в шліфі простежуються лише невеликі залишки зерен. Часто контури нозеану підкреслені бурою облямівкою, яка виникає внаслідок його корозії та розчинення. Так само, як содаліт, нозеан належить до II групи і це разом з дуже характерними формами вирізняє його серед інших мінералів. Нозеан характерний мінерал лужних ефузивів.

До II групи належить ще один мінерал – **гаюїн**, який містить у формулі сполуку CaSO_4 та відрізняється від попередніх мінералів блакитним кольором.

Всі ці мінерали мають в основі формулу нефеліну і також не можуть траплятись з кварцом.

Зрештою, за нефеліном може ще розвиватись **анальцим**. Склад його $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{H}_2\text{O}$. Це безбарвний у шліфах мінерал з дуже низьким двозаломленням 0–0,001, так що найчастіше він у шліфах виглядає ізотропним, хоч насправді таким не є. Часом в ньому можна побачити полісинтетичні двійники. Анальцим має виражену спайність. Він трапляється в лужних ефузивах, де може утворювати або первинні кристали, або псевдоморфози по нефеліну, содаліту та лейцити. Анальцим можна сплутати з вулканічним склом. Вулканічне скло – ізотропна аморфна речовина без спайності. Отже, перша ознака, яка дає змогу відрізнити від скла анальцим – це наявність спайності в ньому.

Важливий первинний мінерал лужних порід – **лейцит**. Його формула KAlSi_2O_6 . Сингонія точно не визначена. У шліфах утворює восьмикутники або кола. Макроскопічно для нього характерна кулькоподібна форма без граней. Вважають, що така форма виникає внаслідок оплавлення кристалів. Рідше трапляються трикутники, ромби, чотирикутники. Лейцит належить до II групи, безбарвний, сила двозаломлення – 0,001–0,002. Спайності немає.

Лейцит має дві характерні особливості: в ньому дуже часто трапляються полісинтетичні двійники, причому окремі групи двійників розташовані під різними кутами одні до одних; загалом картина нагадує паркет; в лейциті постійно містяться вclusions, розташовані в певній закономірності, найчастіше вздовж краю зерен. Лейцит часто заміщується псевдоморфозами нефеліну, альбіту, калішпату та серициту у різних кількісних співвідношеннях. Такі псевдоморфози називають псевдолейцитом, оскільки вони зберігають характерні для лейциту восьмикутні кристалографічні форми.

Лейцит – мінерал первинно магматичний, трапляється у вигляді вкраплеників в ефузивних породах. Так само, як нефелін, лейцит ніколи не трапляється з кварцом. У магматичному розплаві лейцит реагує зі сполукою SiO_2 , утворюючи калієвий польовий шпат: $\text{KAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ (рис. 2.24).

Особливості кристалізації у цій системі такі самі, як у системі олівін–кварц (див. рис. 2.16). Якщо склад вихідного розплаву буде відповідати калішпату, то кінцевий продукт застигання складатиметься тільки з калішпату. Якщо система збагачена лейцитовим компонентом, то у разі застигання отримаємо суміш лейциту та калішпату. Позаяк розплав збагачений кремнеземом, то отримаємо суміш кристалів калішпату та кварцу, хоча першим у системі починав кристалізуватися лейцит.

Меліліт – останній з мінералів, важливих для діагностики лужних порід. Він не належить до групи фельдшпатоїдів, але тісно з ними асоціює. Це збірна назва для ізоморфного ряду, який складається з кількох мінералів з радикалом $[\text{SiO}_7]$, до якого у змінних кількостях додають Ca, Mg, Fe, Al.

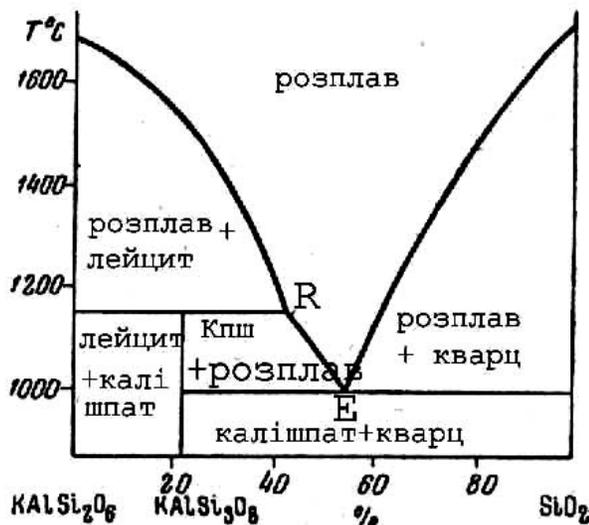


Рис. 2.24. Діаграма лейцит (KAlSi_2O_6) – кремнезем (SiO_2) за В.О. Ніколаєвим, В.В. Доливо-Добровольським, 1961

Меліліт утворює таблицеподібні кристали, лейсти, ізометричні зерна. Видовження може бути додатним і від'ємним. Має спайність, загасання стосовно спайності пряме. Меліліт належить до V групи, за одного ніколя безбарвний зі слабким буруватим або жовто-бурим відтінком. Двозаломлення – від 0,001 до 0,005, може зменшуватись до 0 і тоді мінерал стає ізотропним. Характерна ознака – аномальні кольори – сині, чорнильно-сині. Меліліт можна сплутати з цоїзитом. Відрізняються вони тим, що цоїзит за одного ніколя завжди безбарвний і немає таких відтінків, як меліліт. Окрім того, в цоїзиті спайність виражена значно ліпше, в меліліті вона виявляється у вигляді окремих тріщинок.

Меліліт – первинний мінерал, трапляється лише в лужних породах основного та ультраосновного складу.

2.8. Акцесорні мінерали

Кількість різновидів акцесорних мінералів значно перевищує кількість різновидів породотвірних мінералів, але в шліфах зазвичай простежуються лише деякі з них. Тому розглянемо лише найпоширеніші акцесорні мінерали магматичних порід.

Гранати належать до VII групи, ізотропні в схрещених ніколях, але нерідко трапляються оптичні аномалії, за яких гранат стає анізотропним. Це явище зу-

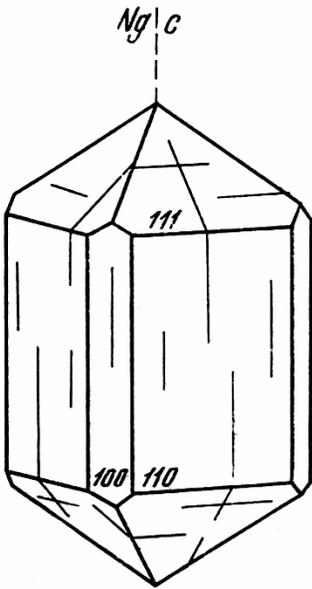


Рис. 2.25. Циркон

мовлене деформаціями кристалів. Від нормальних анізотропних оптично аномальні кристали відрізняються тим, що анізотропність у них з'являється лише в певних ділянках кристала, інші ділянки того ж кристала залишаються ізотропними. Цікаво, що аномалії спостерігають лише в Са-вмісних гранатах (гросуляр–андрадит). Відміни гранатів у шліфах чітко не розрізняються. Лише Ті-й гранат меланіт, який макроскопічно має чорний колір, у шліфах забарвлений у бурий або червоно-бурий. Інші гранати в шліфах безбарвні.

Циркон ($ZrSiO_4$) має тетрагональну сингонію, утворює короткостовпчасті або довгопризматичні кристали (рис. 2.25). Належить до VII групи, у шліфах безбарвний або слабкобарвлений у жовті, рожеві кольори. Двозаломлення високе – 0,044–0,062. Загасання пряме. Часто трапляється радіоактивний циркон, навколо якого утворюються плеохроїчні дворики, а сам циркон розкладається зі зниженням інтерференційних кольорів.

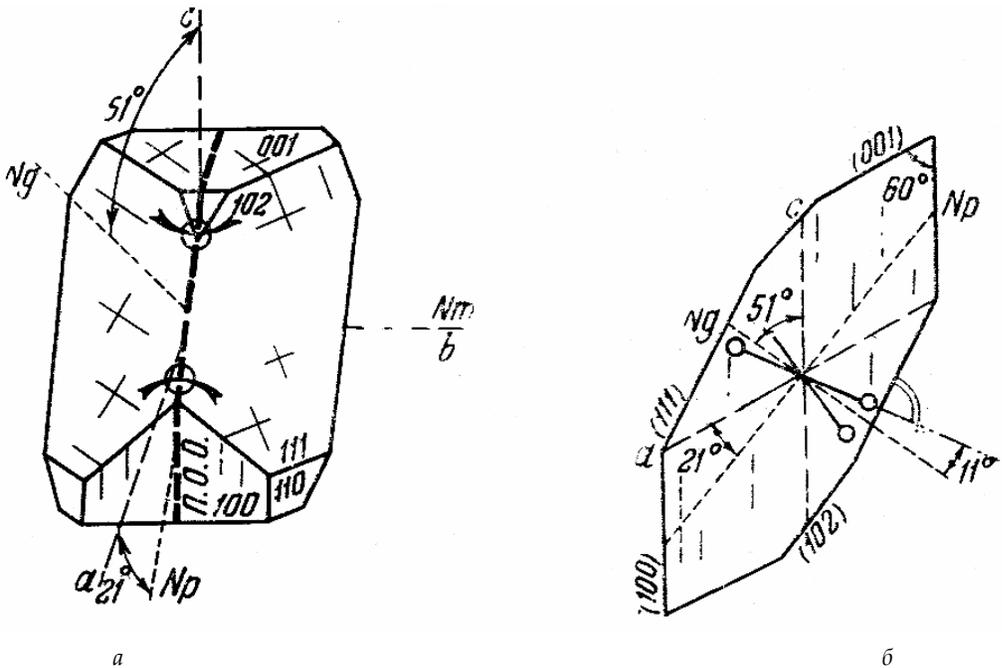


Рис. 2.26. Титаніт

Титаніт (сфен) (CaTiSiO_5) утворює конвертоподібні кристали, ромби, неправильні зерна (рис. 2.26). Належить до VII групи, безбарвний, рідше може бути бурим і мати плеохроїзм. Двозаломлення – 0,150, тобто в нього перламутрові кольори інтерференції. Часто асоціює з біотитом.

Апатит ($\text{Ca}(\text{PO}_4)_3$) утворює призми з пірамідальними кінцівками, прямокутники, шестикутники, овали, голочки. Видовження може бути додатним і від'ємним. Апатит належить до V групи, має характерну шагрєну поверхню. Двозаломлення – 0,002–0,005, тобто у шліфах він завжди темно-сірий. В ефузивних породах апатит може бути забарвленим у бурі чи рожеві кольори й мати плеохроїзм за біотитовою схемою. Апатит за сірим кольором інтерференції можна сплутати з нефеліном, мелілітом. Від нефеліну він відрізняється формами зерен, від меліліту – відсутністю аномальних кольорів.

Турмалін – складний боровмісний мінерал, алюмосилікат. Особливо характерний для магматичних порід підвищеної глиноземності. Характерні форми – видовжені призми, причому на різних кінцях цих призм розвиваються різні грані, так що в них немає поперечної симетрії (рис. 2.27). Дуже характерні поперечні розрізи у формі сферичних трикутників. Турмаліни можуть бути забарвлені у зелені, бурі, сині, рожеві кольори. Турмаліни зазвичай розподіляються по зерну нерівномірно – плямами, або зонально. Загасання пряме, характерна турмалінова схема плеохроїзму (тобто інтенсивніше забарвлені кристали мають поперечне видовження), двозаломлення – 0,018–0,020, видовження від'ємне. Трапляється безбарвний турмалін, який можна відрізнити від інших мінералів за кристалографічними формами.

Шпінель ($(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_3$) міститься в основних та ультраосновних породах і є показником їхньої підвищеної глиноземності. Вона належить до кубічної сингонії (отже, є ізотропною) і утворює в перетинах квадрати, чотирикутники, трикутники, неправильної форми зерна, для яких характерні зелені, блакитні, часом червоно-бурі до чорних кольори. Трапляється безбарвний шпінель. Утворює самостійні зерна, а також облямівки навколо гранату.

Карбонати належать до гексагональної сингонії й утворюють у шліфах ромбоєдри, зерна неправильної форми, агре-

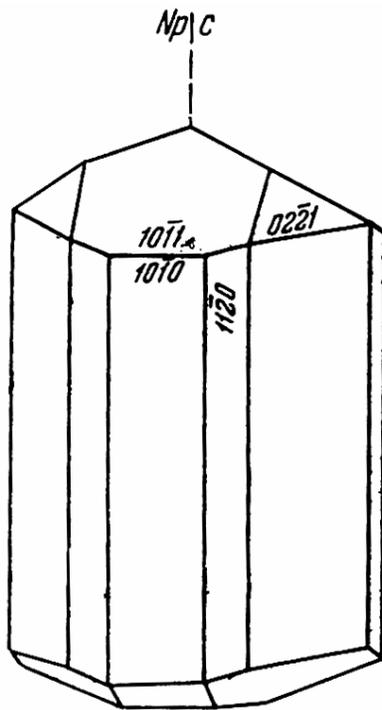


Рис. 2.27. Турмалін

гатні скупчення дрібних кристалів. У шліфах мінерали безбарвні; для них характерна досконала спайність, прості та полісинтетичні двійники, явище псевдоабсорбції та, найважливіше, перламутрові кольори інтерференції. За цією ознакою вони подібні до сфену, але він має більший показник заломлення (VII група), тоді як показник заломлення карбонатів не перевищує VI групи і внаслідок псевдоабсорбції може знижуватись до III групи. За хімічним складом існує значна кількість відмін карбонатних мінералів (кальцит, доломіт, магнезит та інші), коли спостерігають під мікроскопом вони чітко не розрізняються.

2.9. Вторинні мінерали

Найпоширеніші серед вторинних – мінерали епідот-цоїзитової групи та хлорит.

До **епідот-цоїзитової групи** належать цоїзит, клиноцоїзит та епідот. Усі вони мають однаковий радикал $[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$, містять гідроксильну групу (ОН). Цоїзит та клиноцоїзит містять Ca, Al і мають однакову формулу $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.

Цоїзит – мінерал ромбічної сингонії, утворює таблицеподібні та голчасті кристали, радіально-променисті агрегати, шестикутники, зерна неправильної форми. Має спайність за другим пінакоїдом (010) і пряме загасання стосовно цієї спайності. Видовження може бути додатним і від'ємним. Двозаломлення низьке – 0,003–0,007. Головна особливість цоїзиту – аномальні кольори (сині, сіро-сині, чорнільні). Подекуди аномальних кольорів немає і тоді його дуже важко відрізнити від інших мінералів, зокрема ромбічного піроксену. Цоїзит порівняно з клиноцоїзитом трапляється рідко, без визначення точних констант відрізнити цоїзит від перетинів клиноцоїзиту, які близькі до оптичної осі і мають, відповідно, низьке двозаломлення, неможливо.

Клиноцоїзит – мінерал моноклінної сингонії того самого складу, що й цоїзит та епідот, які утворюють один ізоморфний ряд. Форми зерен такі самі як у цоїзиту, але загасання стосовно спайності косе ($14\dots25^\circ$), хоча в деяких перетинах може наближатись до прямого. Коли спостерігаються дві системи спайності, кут між ними дорівнює 65° , що відрізняє ці мінерали від піроксенів. Видовження додатне. Клиноцоїзит за одного ніколя безбарвний, двозаломлення низьке, це – аномальні жовті кольори, які можна відрізнити від нормальних, маючи певний досвід.

Епідот відрізняється значно вищим двозаломленням (до 0,05), яскраво-зеленими аномальними кольорами інтерференції. В таких випадках він легко відрізняється від всіх інших мінералів, але в перетинах, близьких до оптичних осей в нього вже не буде аномальних зелених кольорів, тоді він

виглядатиме як клиноцоїзит чи цоїзит, тобто матиме жовті чи чорнильні кольори. На відміну від клиноцоїзиту, епідот має невеликий кут загасання $1...5^\circ$ і від'ємне видовження. Переважно за одного ніколя епідот безбарвний, але бувають відміни малинового та зеленого кольору, які до того ж можуть мати добре виражений плеохроїзм.

Епідот можна сплутати, по-перше, з олівіном і моноклінним піроксеном. Тут найбільше допомагає саме вміння розрізняти аномальні інтерференційні кольори. Можна також їх розрізнити за допомогою кварцового клина. В олівінах і піроксенах в певному положенні у разі введення кварцового клина відбувається компенсація, тобто з'являється сірий колір. В епідоту компенсації не буде в жодному положенні. Крім того, для епідоту дуже характерна нерівномірність, плямистість у розташуванні інтерференційних кольорів по площі зерна. В олівінах та піроксенах вона не простежується. Від піроксенів епідот також відрізняється кутом спайності (65°) і прямим загасанням.

По-друге, епідот у багатьох випадках неможливо відрізнити від клиноцоїзиту та цоїзиту. Якщо в шліфі не видно яскравих зелених кольорів, то правильніше буде вважати, що перед вами мінерал епідот-цоїзитової групи.

Мінерали епідот-цоїзитової групи можуть заміщувати всі породотвірні мінерали за винятком кварцу і калієвого польового шпату. Характерним є розвиток їх по плагіоклазах середнього та основного складу. У цьому разі виникає тонкозерниста майже непрозора суміш, яку не можна розпізнати під мікроскопом. Плагіоклази за одного ніколя набувають бурих відтінків. Ця суміш називається сосуритом.

У магматичних породах часто трапляється різновид епідоту, який містить до 25% рідкісних земель, передусім Ce, Ta, Th. Називають його *ортитом*. Ортит – мінерал моноклінної сингонії, що утворює такі самі кристалографічні форми, як і епідот. На відміну від епідоту має значно більший кут загасання – близько 40° , тому видовження нейтральне. Двозаломлення значно нижче, ніж в епідоту – 0,010–0,015, може зменшуватись до 0 чи, навпаки, підніматись до 0,036. Взагалі для ортиту дуже характерна мінливість двозаломлення в різних ділянках одного зерна. Припускають, що це явище виникає внаслідок саморозкладення ортиту під дією радіоактивних елементів, передусім Th, які містяться в ньому.

За одного ніколя ортит має бурий колір, часом спостерігають жовті, зелені чи, навіть, сині відтінки. Все це робить його дуже схожим на рогову обманку. Ортит може утворюватись на різних стадіях, у тім числі як первинно магматичний мінерал у вигляді вкраплеників у вулканітах. Переважно ортит обростає облямівками епідоту; ця асоціація настільки характерна, що вважається однією з ознак, за якою можна відрізнити ортит від рогової обманки. Друга ознака – подібний до рогової обманки чи біотиту колір, ортит дуже слабо плеохроює. Розкладені під дією радіації ортити наближаються

до ізотропних і тоді їх можна сплутати з гранатом. Розрізнити їх можна за рельєфом, оскільки в гранату показник заломлення помітно більший, та кристалографічною огранкою.

Назва **хлорит** охоплює ізоморфний ряд слюдopodobних мінералів з радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_9]$, до якого приєднуються в різних кількостях катіони Mg, Fe, Al. Це мінерали моноклінної сингонії, вони утворюють лусочки, розетки, радіально-променисті агрегати, сферокристали, шестикутні таблички, забарвлені за одного ніколя у брудно-зелені кольори. Для них характерна добре виражена спайність, загасання стосовно спайності пряме, але може доходити до $8\dots 9^\circ$. Часом утворює прості або полісинтетичні двійники. Видовження може бути додатне і від'ємне. Хлорити мають плеохроїзм за біотитовою схемою від зеленого до світло-зеленого чи безбарвного незалежно від знака видовження. Двозаломлення в них коливається від 0 до 0,015, переважають хлорити з низьким двозаломленням та аномальними кольорами інтерференції, які мають синюваті відтінки.

Хлорити – це вторинні постмагматичні мінерали, які можуть заміщувати практично всі інші – олівін, амфібол, піроксен, біотит, гранат, польові шпати, навіть епідот. У метаморфічних породах вони можуть виникати по осадових мінералах. Характерне заміщення біотиту хлоритом. Внаслідок розкладу хлориту утворюються також землісті агрегати епідоту, часом сфену, та тонесенькі голочки рутилу. Голочки переважно орієнтовані у двох напрямках, утворюючи ніби ґратку, яка називається сагенітовою. В хлоритах, які псевдоморфно замістили біотит, зберігаються включення циркону, ортиту, сфену, які до того були в біотиті. Якщо циркон був радіоактивним, то у хлоритах простежуються плеохроїчні дворики, такі самі як у біотиті.

Хлорит можна сплутати з біотитом, амфіболом, турмаліном. Найвищі кольори інтерференції хлориту можуть бути жовтими, тобто значно нижчими, ніж у біотитів. Від амфіболів хлорити відрізняються кутом загасання, від турмалінів схемою плеохроїзму. Найбільше хлорити подібні до серпентинів.

Серпентин утворює декілька різновидів, з яких найпоширеніший волокнистий серпентин – хризотил і пластинчастий антигорит. Тонковолокнистий хризотил, який легко поділяється на окремі гнучкі волокна-нитки, називають азбестом. Це цінна сировина, з якої роблять вогнетривкі костюми та інше (до азбесту, крім серпентинів, належать також волокнисті амфіболи). Хризотил і антигорит мають однаковий хімічний склад, до їхньої формули входять радикали $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, Fe, Mg та H_2O . Серпентин у шліфах безбарвний, сірий, світло-жовтий, світло-зелений, плеохроїзм майже непомітний. За показником заломлення належить до III–IV груп, двозаломлення 0,004–0,006. Кольори інтерференції сірі або синювато-сірі аномальні.

Серпентин вторинний мінерал, який розвивається по олівінах та ромбічному піроксену. Заміщення буває настільки повним, що в підсумку виникає

нова порода – серпентиніт, в якій дуже рідко можна побачити залишки первинних мінералів. Такі серпентиніти повністю заміщують масиви ультраосновних порід і можуть займати площі в тисячі квадратних кілометрів. Здебільшого такі породи під мікроскопом виглядають як мережа прожилок волокнистого хризотилу, проміжки між якими заповнені пластинчастим антигоритом з рештками олівіну. Виникнення великої кількості серпентину вимагає значної кількості води, однак звідки ця вода береться, досі не зрозуміло. Одна з гіпотез – серпентинізація відбувається на глибині завдяки “власної” води, а потім такі холодні мінеральні маси витискаються вгору тому, що під час серпентинізації стають дуже пластичними й збільшується їхній об’єм.

Крім олівіну та піроксену, серпентин може розвиватись по тремоліту, актиноліту, тальку. По серпентину виникають псевдоморфози опалу, кварцу, халцедону.

Серпентин можна сплутати з волокнистими амфіболами та хлоритами. Від амфіболів серпентин відрізняється двозаломленням і прямим загасанням. Від хлоритів серпентин можна відрізнити лише за хімічним аналізом. Наявність включень циркону та плеохроїчних двориків свідчить про те, що хлорит у серпентинах не буває.

По олівіну, ромбічному піроксену, тремоліту, хлориту, серпентину може виникати тальк. Він дуже подібний до мусковіту й відрізняється лише вищим двозаломленням (до 0,050). Нерідко його можна відрізнити лише за допомогою хімічної реакції.

Питання для контролю

1. Як відрізнити плагіоклази від калієвих польових шпатів?
2. До якої групи мінералів належать бітовніт і санідин?
3. Для якого мінералу групи кремнезему характерні полісинтетичні двійники?
4. Чим відрізняються пертити від антипертитів?
5. Як відрізнити олівіни від піроксенів?
6. Як відрізнити піроксени від амфіболів?
7. Як відрізнити орто- від клінопіроксенів?
8. Яке видовження має егірин?
9. Які мінерали належать до групи фельдшпатоїдів?
10. Для яких мінералів характерні аномальні кольори інтерференції?
11. Як відрізнити біотит від рогової обманки?
12. Як розрізнити мусковіт та канкриніт?
13. Які характерні ознаки лужних амфіболів?



3. МАГМАТИЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

3.1. ПОНЯТТЯ ТА ОСНОВИ СИСТЕМАТИКИ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД

Магматичні гірські породи – це природні асоціації мінералів, мінералів та вулканічного скла чи лише вулканічного скла, які виникли внаслідок кристалізації або застигання магматичних розплавів. Магматичні породи називають ще *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 (вилівів) магматичних розплавів на поверхню (у підводних чи надводних умовах), називають *ефузивними*, або *вулканічними*¹²; породи, які виникли під час застигання розплавів на глибині (тобто нижче денної поверхні), – *інтрузивними*.

На поверхні внаслідок великої різниці температур розплави швидко охолоджуються і не встигають повністю розкристалізуватись. Якщо розплав застигає до початку кристалізації, то виникає *вулканічне скло*. Коли ж застигання відбувалося одночасно з початковими стадіями кристалізації, то вулканічні породи будуть представлені сумішшю дрібних кристалів та вулканічного скла або лише дрібними кристалами (нерідко кристали виникають як вторинні через розкристалізацію скла вже в твердому стані). У разі застигання розплавів на глибині втрати тепла відбуваються значно

¹² Термін “вулканічні породи”, “вулканізм” запозичений з давньоримської міфології – бог підземного вогню Вулкан працював у кузні, комин якої виходив на поверхню на острові Вулькано в Тиренському морі у вигляді гори, з якої постійно ішов дим.

повільніше, тому розплави встигають добре розкристалізуватись і кристали мають більші розміри.

Визначення магматичних порід за генезисом правильне для проявів вулканічної діяльності, оскільки такі прояви можна спостерігати безпосередньо на поверхні, тоді як висновки щодо генезису тих чи інших порід глибинного походження є лише припущеннями, які далеко не завжди можна довести. Наприклад, під час дослідження регіонів, складених високометаморфізованими (особливо ранньодокембрійськими) товщами, геологи постійно стикаються з породами, що супроводжують ці товщі. Склад їх не відрізняється від деяких типово магматичних утворень, тоді як морфологічні особливості утворених ними тіл більше характерні для порід, які виникали внаслідок перекристалізації без переплавлення. Такі породи переважно описують як *ультраметаморфічні*; назва походить від того, що спочатку їх трактували як крайній прояв процесів метаморфізму (ультраметаморфізм).

Сучасні дані (зокрема, вивчення включень у мінералах) свідчать, що принаймні якась частина таких порід виникла внаслідок кристалізації розплавів, проте загалом їхній генезис до кінця не з'ясований. Окрім ультраметаморфічних, трапляються дуже подібні до магматичних породи, які виникли в зонах розломів унаслідок процесів внесення та винесення компонентів (ці процеси називають метасоматичними). Багато дослідників не відрізняє такі породи від власне магматичних. Тому всі перелічені генетичні групи порід будемо називати *магматичними*, однак зазначимо, що фактично належність порід до магматичного типу означає лише подібність їх за складом та іншими ознаками до порід, які виникли внаслідок кристалізації магматичних розплавів.

Найважливішою спільною ознакою всіх магматичних порід у прийнятному розумінні є їхня здатність утворювати геологічні тіла, які мають ознаки часткового знищення вмісних порід (тобто такі тіла мають так звані активні контакти (див. нижче) з породами, що їх оточують). В областях розвитку високометаморфізованих утворень активність контактів тіл – нерідко єдина ознака, яка дає змогу впевнено відрізнити магматичні породи ультраметаморфічного походження від метаморфічних. Через невизначеність генезису кристалічних порід глибинного походження (інтрузивних та подібних до них ультраметаморфічних і метасоматичних) всі кристалічні породи, які формують геологічні тіла з ознаками активних контактних співвідношень з іншими тілами, будемо називати *плутонічними*. Виділення і систематика плутонічних порід ґрунтуються на особливостях їхнього складу та будови, розглянутих нижче, і не залежать від припущень щодо їхнього генезису. Відповідно, до розділення та систематики найбільш загальних підрозділів геологічних порід і складених ними геологічних тіл можливі два різні підходи: генетичний і так званий структурно-речовинний, чи петроструктурний. Співвідношення виділених на цій підставі підрозділів відображене у табл. 3.1.

Таблиця 3.1

Співвідношення генетичних і петроструктурних підрозділів геологічних порід

Генетичні класи порід	Осадові		Магматичні		Метаморфічні		
Генетичні підрозділи порід	Осадові		Ефузивні	Інгузивні	Ультраметаморфічні	Метасоматичні	Метаморфічні
Петроструктурні підрозділи порід	Осадові		Вулканічні	Плутонічні		Метаморфічні	
Геологічні тіла	Осадові	Вулканогенно-осадові	Вулканічні	Плутонічні	Плутонометаморфічні		

Деякі порції розплавів застигають у приповерхневих умовах (тобто на невеликих глибинах). У цьому разі виникають породи, проміжні за ознаками між вулканічними та плутонічними. Такі породи називають *гіпабісальними*. Спочатку гіпабісальні породи розглядали як окремих систематизаційний підрозділ, рівнозначний плутонічним і вулканічним породам. У класифікації, на яку будемо спиратися, запропоновано не відокремлювати гіпабісальні породи від інших і зачисляти їх, залежно від ступеня розкristалізації, або до плутонічних, або до вулканічних.

Одним з головних завдань вивчення порід різних регіонів є їхнє порівняння для визначення ступеня подібності–відмінності. Однак це можливе лише тоді, коли однакові породи в різних регіонах матимуть однакові назви. За весь час вивчення магматичних порід (понад 150 років) різні дослідники запропонували не менше 700 назв (за даними деяких авторів, більше 1 000), чимало з яких дублюють одна одну. Нерідко однакові чи дуже подібні породи в різних регіонах описують під місцевими (географічними) назвами. Тому вирішувати питання щодо порівняння порід можна лише на підставі загальноприйнятих класифікацій.

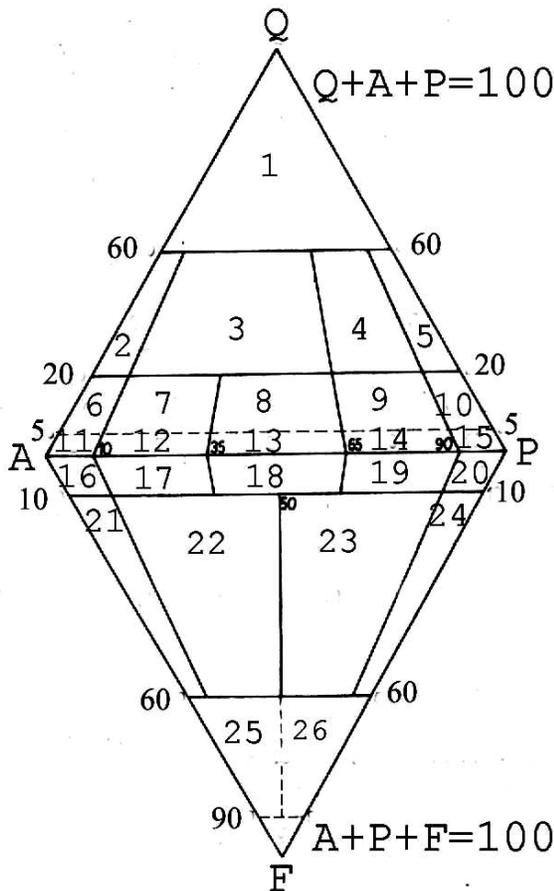


Рис.3.1. Класифікація магматичних порід, за А. Штрекайзенем, 1976, 1978
 Діаграму розробили для порід, які містять менше 90% фемічних мінералів:
 Q – кварц; А – лужні польові шпати (калієві польові шпати + альбіт № 0-5);
 P – плагіоклази № 5-100 + скаполіт, F – фельдшпатоїди.

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 та 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 та 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)

Перші спроби створення класифікації магматичних порід належать до середини ХІХ ст. (Г. Абіх, 1841, Ф. Циркель, 1873). Відтоді і сьогодні тривають дебати на тему, що є важливішим для класифікації – мінеральний чи хімічний склад породи. Кожен з тих принципів має свої переваги й недоліки. Класифікація, яка ґрунтується на переліку найбільш поширених (породотвірних) мінералів з урахуванням їхніх кількісних співвідношень, безперечно дає достатньо детальну інформацію про плутонічну породу та її відмінності від інших порід, однак такою класифікацією складно користуватися у випадку частково розкристалізованих порід (більшості вулканітів) і взагалі не можливо застосовувати її, якщо розплав застиг у вигляді вулканічного скла. Водночас класифікація, яка ґрунтується на дослідженні хімічного складу порід, на перший погляд дає змогу впевнено порівнювати їх між собою. З'ясовано, що ефузивні аналоги інтрузивних порід нерідко відрізняються від них за хімічним складом: коли порода підлягала пізнішим змінам з розвитком вторинних мінералів, хімічний склад її змінюється суттєво. Крім того, в природі існує явище так званого *гетероморфізму*, внаслідок якого породи однакового мінерального складу можуть відрізнитись між собою за хімічним складом і навпаки. Ще однією суттєвою причиною труднощів є те, що різні магматичні породи нерідко пов'язані між собою поступовими переходами безпосередньо у відслоненнях, а у разі спроби їхньої систематизації за будь-якими ознаками між двома різними породами можна завжди знайти різновиди з проміжними характеристиками. Тому уточнення класифікацій магматичних порід тривають.

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 впорядкування назв порід і запропонували відмовитись від багатьох вузько регіональних і застарілих назв. Внаслідок діяльності підкомісії була розроблена класифікація.

Внаслідок 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 та кварцу або фельдшпатоїдів. Ці співвідношення відображені на діаграмі, складеній з двох трикутників з однією спільною стороною, на якій зображено поля, що відповідають головним породним різновидам (рис. 3.1). Породи, які містять понад 90% фемічних мінералів (так звані голомеланократові), розглядають на окремому трикутнику “ортопіроксен-клінопіроксен-олівін” (див. рис. 3.2).

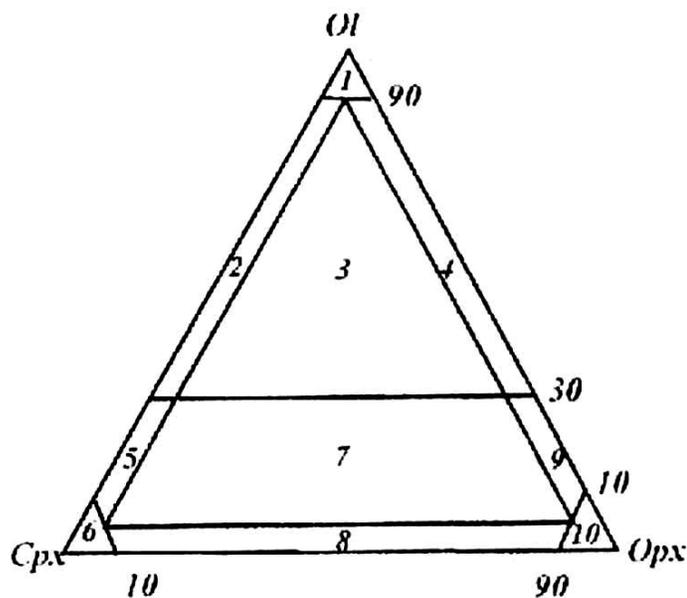


Рис.3.2. Класифікація големеланократових порід, за А. Штрекайzenом, 1976
 Поля: 1 – дунітів; 2 – гарцбургітів; 3 – лерцолітів; 4 – перлітів; 5 – олівінових ортопіроксенітів; 6 – ортопіроксенітів; 7 – олівінових вебстеритів; 8 – вебстеритів; 9 – олівінових клінопіроксенітів; 10 – клінопіроксенітів.

Усі подібні трикутні діаграми будують за одним принципом. Підраховують у шліфі у відсотках кількість кожного окремо взятого мінералу¹³. Якщо загальна кількість салічних мінералів перевищує 10% породи, то підсумовують кількість провідних салічних мінералів, приймають отриману суму за 100%, обчислюють відносний відсоток кожного окремо взятого провідного мінералу й отримане співвідношення зображають на діаграмі (рис. 3.1), або подібній до неї (рис. 3.3). Кількість другорядних мінералів під час перерахунку не враховують. Коли кількість фемічних мінералів перевищує 90% породи, підрахунок проводять за тією самою схемою, але використовують діаграму, зображену на рис. 3.2.

Класифікації магматичних порід на хімічній основі. На підставі вивчення хімічного складу виник окремий напрям досліджень магматичних порід – *петрохімія*. Вона ґрунтується на визначенні у породах співвідношень

¹³ Підрахунок проводять за допомогою спеціального пристрою – санчат, які закріплюють на предметному столику мікроскопа. Шліф затискають у санчатах, після чого він може пересуватись лише у двох взаємно перпендикулярних напрямках. Одночасно використовують спеціальний окуляр до мікроскопа з нанесеною на ньому сіткою. Пересуваючи шліф у санчатах, дослідник підраховує кількість клітин сітки окуляра, які припадають на кожний мінерал. У багатьох випадках кількісні співвідношення мінералів визначають приблизно.

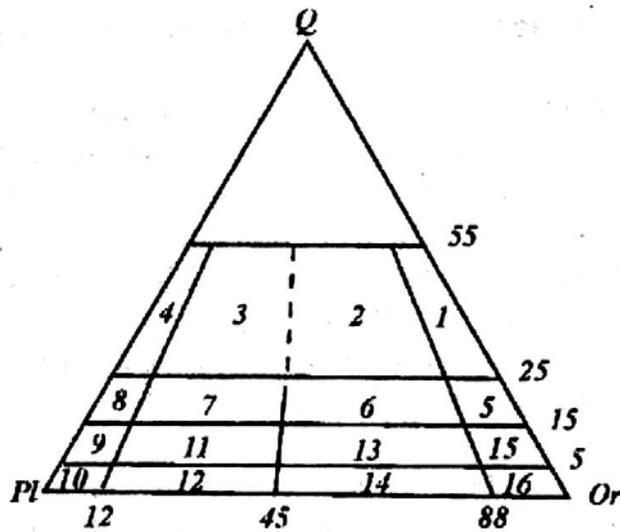


Рис. 3.3. Класифікація кислих і середніх порід за мінеральним складом

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 – трондъємітів; 9 – кварцових діоритів; 10 – діоритів; 11 – кварцових сієніто-діоритів; 12 – сієніто-діоритів; 13 – кварцових сієнітів; 14 – сієнітів; 15 – калішпатових кварцових сієнітів; 16 – калішпатових сієнітів

у масових відсотках такої низки оксидів: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Як додаткові характеристики визначають кількість P_2O_5 , H_2O^- , H_2O^+ . Порівняння вмісту всіх оксидів одночасно не дає наочних результатів. Тому дослідники завжди намагались виділити певні комбінації цих оксидів, по-перше, щоб зменшити кількість величин, які порівнюють між собою; по-друге, з метою знайти такі групи оксидів, які найліпше відображали б особливості мінерального складу порід. Більшість запропонованих класифікацій (Абіх, 1841; де Бомон, 1847; Левінсон-Лесінг, 1898; Озан, 1920 та інші) сьогодні становлять лише історичний інтерес. Практичне значення зберегли лише методика підрахунків і класифікація американських петрографів Сурв (за початковими буквами прізвищ авторів – Кларка, Ідингса, Пірсона, Уошингтона) та російського петрографа О.М. Заварицького.

В основу методу Сурв, створеного у 1900 р., покладено ідею підрахунку хімічного складу порід на мінеральний і подальшого порівняння між собою. Для цього всі мінерали записують у вигляді стандартних формул, які складаються з простих оксидів. Наприклад, плагіоклаз записують як суміш альбіту з формулою $\text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 6 \text{SiO}_2$ та анортиту з формулою $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 2 \text{SiO}_2$ і так далі. Хімічний склад породи перелічують на такі мінерали з урахуванням мінерального складу, визначеного під час вивчен-

ня порід у шліфах. У цьому разі витримують певну послідовність підрахунків – спочатку обчислюють рідкісніші мінерали. Наприклад, першим часто обчислюють апатит, у цьому разі беруть усю кількість P_2O_5 , і до неї приєднують кількість CaO, яка дорівнює $3,33 P_2O_5$ (формулу апатиту приймають як $3(3CaO + P_2O_5) + CaF_2$). Потім залишок CaO поступово вичерпується під час обчислень наступних, поширеніших мінералів. Повністю послідовність підрахунків подано у книзі С. Д. Четверікова “Руководство к петрохимическим пересчетам” (1956). Унаслідок таких обчислень отримуємо так званий *нормативний* або *ідеалізований* мінеральний склад породи. На відміну від реального або *модального* складу нормативний може містити й деякі мінерали, які в шліфах не простежувались. Класифікація порід, побудована на такому підході, виявилася невдалою і сьогодні не застосовується. Метод виявився доволі зручним для дослідження процесів утворення з магматичних розплавів різноманітних порід та їхнього хімічного і мінерального складу.

О. М. Заварицький запропонував ділити всі магматичні породи за хімічним складом на: нормальні, в яких $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$; пересичені глиноземом (плюмазитовий ряд), у яких $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$; пересичені лугами (агпайтовий ряд), у яких $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$.

Для кожної з цих груп обчислення проводять окремо. Згідно з цим методом масові відсотки оксидів, отримані внаслідок хімічного аналізу породи, переводять у молекулярні відсотки. Для цього масовий відсоток ділять на молекулярну масу оксиду, яку визначають за періодичною системою Менделєєва (наприклад, для SiO_2 молекулярна маса дорівнює 28 (маса Si) + 2×16 (маса O) = 60 , і для зручності, щоби оперувати цілими числами, отримане число збільшують у $1\,000$ разів [О.М. Заварицький, 1950]. У згаданій вище книзі С. Д. Четверікова подано таблиці підрахунку на атомні кількості, які також можуть бути використані у цьому методі.

Підрахунок для порід *нормального ряду* такий:

1. $SiO_2 + TiO_2 = S$ (приймають, що ця величина з певною часткою умовності відповідає кількості атомів Si в породі).

2. $(Na_2O + K_2O) \times 2 = A$ (ця величина відповідає кількості атомів лужних металів, які входять в алюмосилікати разом з Al; в породах нормального ряду немає лужних фемічних мінералів, тому всі луги входять до складу польових шпатів).

3. $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) = C$ (ця величина відповідає кількості атомів Ca, яка входить до складу польових шпатів – в них $Al = Na + K + C$).

4. $FeO' (=2Fe_2O_3 + FeO + MnO) + CaO' (=CaO - C) + MgO = B$ (ця величина об'єднує метали, які входять до складу фемічних мінералів, зокрема CaO' – це залишок кальцію, який не увійшов до складу польових шпатів).

5. $S + A + C + B = N$. Величину N прирівнюють до 100%, звідки обчислюють головні характеристики породи: $s\% + a\% + c\% + b\% = 100\%$.

Підрахунок для порід плюмазитового (високоглиноземного) ряду такий.

$$1. \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = S.$$

$$2. (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 2 = A.$$

3. $\text{CaO} = C$ (весь Ca переходить в алюмосилікати й залишається надлишок Al, який утворює свої мінерали, наприклад, корунд чи шпінель).

$$4. \text{FeO}' (=2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) + \text{Al}_2\text{O}_3' (=2[\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}]) + \text{MgO} = B.$$

5. Із суми отриманих величин так само, як і в попередньому випадку, виводять головні характеристики породи: $s\% + a\% + c\% + b\% = 100\%$.

Підрахунок для порід агнайтового (лужного) ряду такий.

$$1. \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = S.$$

2. $2\text{Al}_2\text{O}_3 = A$ (весь алюміній разом з такою самою кількістю лугів іде на побудову алюмосилікатів, у цьому разі залишається надлишок лугів \dot{C}).

3. $2[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3] = \dot{C}$ (ця величина відповідає кількості лугів, які не увійшли до складу алюмосилікатів і пішли на утворення "феросилікатів натрію" – егірину, лужних амфіболів).

4. $\text{FeO}'' (=2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} - \dot{C}) + \text{CaO} + \text{MgO} = B$ (FeO'' відповідає кількості заліза, яке пішло на побудову звичайних темнобарвних мінералів; в розділенні фемічних мінералів і виведенні егірину з характеристики "B" є певна умовність).

5. Із суми отриманих значень виводять головні характеристики породи $s\% + a\% + \dot{c}\% + b\% = 100\%$. Окрім головних характеристик, підраховують додаткові. Для порід нормального та лужного рядів отримують характе-

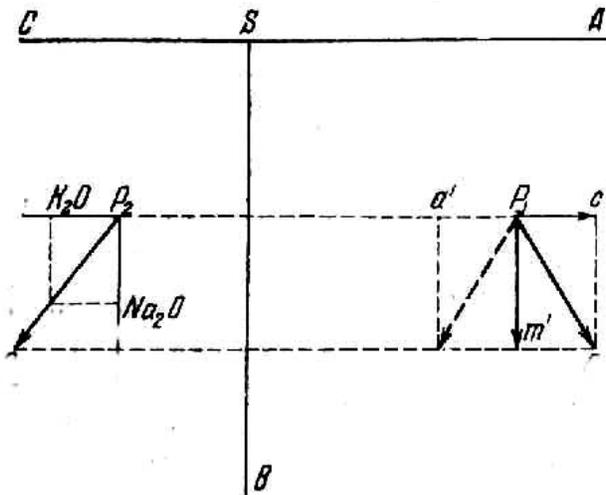


Рис. 3.4. Побудова векторів на діаграмі О. М. Заварицького

ристики $f' = 100(\text{FeO}'/B)$. $m' = 100(\text{MgO}/B)$. $c' = 100(\text{CaO}'/B)$, які відображають відносну кількість заліза, магнію та кальцію у фемічних мінералах. Сума $f' + m' + c' = 100\%$. У породах, пересичених глиноземом, додаткові характеристики такі: f' , m' та $a' = 100(2\text{Al}_2\text{O}_3'/B)$. Співвідношення лугів визначає характеристика $n = 100(\text{Na}_2\text{O}/A)$.

Результати підрахунків виносять на діаграму, по осях якої відкладають головні характеристики (рис. 3.4). У випадку порід, пересичених лугами, величину "с" відкладають вправо від точки S (тобто в протилежному напрямі від характеристики "с", протилежністю якої є "с"). Склад кожної породи на діаграмі відображають у вигляді двох точок P_1 і P_2 , розташованих, відповідно, у полях "S-A-B" та "S-C-B". У випадку пересиченості лугами точку P_2 на діаграмі ставлять праворуч від лінії "S-B", тобто, обидві точки – P_1 і P_2 будуть розташовані в одному полі. На підставі додаткових характеристик

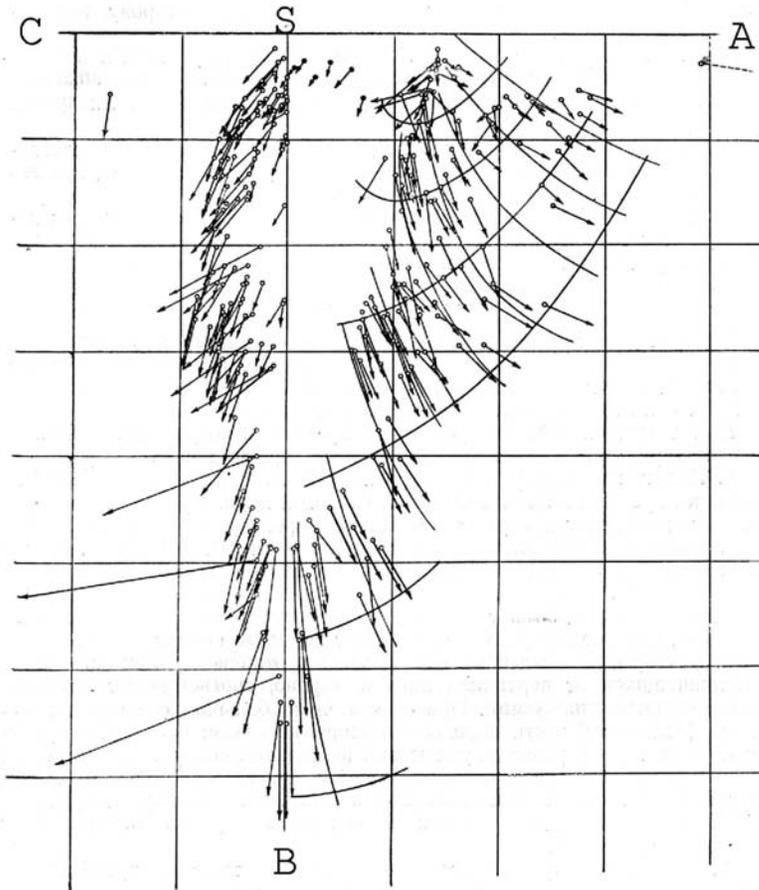


Рис. 3.5. Векторна діаграма О.М. Заварицького (1961) для всіх типів порід, за Р. Делі

з точок P_1 і P_2 проводять вектори, з яких правий відображає співвідношення в породах заліза та магнію, а лівий – калію та натрію. Запропонований О. М. Заварицьким метод дає змогу дізнатися з діаграми про особливості породи. Чим нижче розташовані точки, тим більша меланократовість породи, чим правіше зсунуті точки P_1 , тим більше в породі алюмосилікатів. Американський петрограф Р. Делі (1914) обчислив середній хімічний склад для різних типів магматичних порід (зокрема, ці дані наведено у згаданій книзі С. Четверікова). О. М. Заварицький підрахував ці середні за своїм методом і виніс їх на розглянуту вище векторну діаграму (рис. 3.5). Винесення на цю саму діаграму інших аналізів дає підстави порівнювати їх з типовими середніми, легко визначати номенклатуру порід та оцінювати ступінь відмінності аналізованих і типових порід.

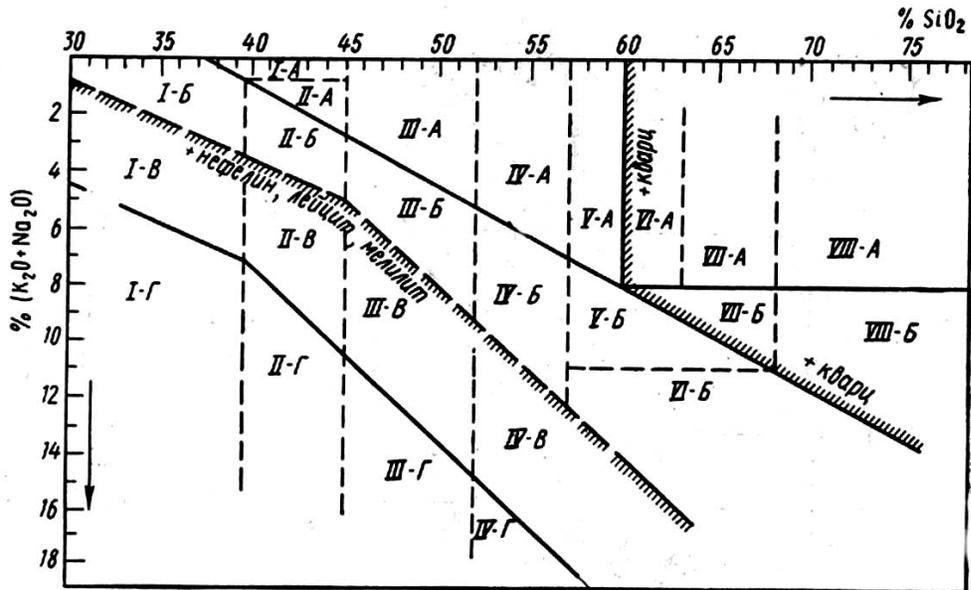


Рис. 3.6. Петрохімічні групи магматичних порід, за О. О. Маракушевим

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; VI-A – гранодіоритів і дацитів; VI-A–VII-A – гранітів і ліпаритів. Б. Ряд лужних безфелдшпатоїдних порід і порід підвищеної лужності охоплює поля: I-B – кімберлітів і меймечитів; II-B – лужних пікритів; III-B – лужних габроїдів і базальтів; IV-B – монцонітів та трахіандезитобазальтів; V-B – сіенітів і трахітів; VI-B – лужних сіенітів і трахітів; VII-B – кварцових сіенітів і трахітів; VIII-B – лужних гранітів і пантелеритів. В. Ряд польовошпатово-фелдшпатоїдних порід: I-B – плагіоклаз-нефелінових якупірангітів та лімбургітів; II-B – базанітів; III-B – тералітів і тефритів; IV-B – нефелінових сіенітів і фонолітів. Г. Ряд безплагіоклазових фелдшпатоїдних порід: I-G – турьяїтів; II-G, III-G – ійолітів і нефелінітів; IV-G – хібінітів

Методика О. М. Заварицького дає змогу впевнено зачислювати породи до певних типів, проте останнім часом її використовують доволі рідко. Ймовірно, це пояснюється трудомісткими обчисленнями. Натомість, значного поширення набула методика визначення назв порід, яку запропонував О. О. Маракушев (1976). Цей дослідник запропонував просту діаграму “сума лугів–кремнезем”, на якій відобразив поля, що відповідають різним типам порід (рис. 3.6). Перевага цього методу полягала в тому, що його застосування не вимагає жодних підрахунків. Дані на діаграму виносять у масових відсотках, отриманих внаслідок хімічного аналізу.

Класифікації, які ґрунтуються на комбінуванні мінералогічних і петрохімічних ознак порід. Серед пострадянських геологів завжди існувала тенденція до систематизації об’єктів неживої природи, подібних до систематизації об’єктів живої природи з виділенням родин, родів тощо. Було розроблено чимало варіантів такої класифікації [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983, Петрографічний кодекс України, 1999, В.Г. Молякко, Г.Г. Павлов, 2002]. Запропоновані класифікації подібні між собою і відрізняються другорядними деталями. Найповніше обґрунтована класифікація у згаданій книзі “Магматические горные породы. Классификация и номенклатура”, яка стала основою нашого посібника. Ця класифікація передбачає виділення п’яти номенклатурних одиниць – типу, класу, групи, ряду, родин гірських порід. До перелічених доцільно додати ще одну номенклатурну одиницю, яку будемо називати надгрупою.

1. *Тип породи* залежить від способу її утворення. Виділяють породи магматичного, метаморфічного та 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 – з 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 розкриталізовані, то у їхньому мінеральному складі переважають мінерали класу силікатів¹⁴. 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.

¹⁴ Початківці часто плутають кількість хімічної сполуки SiO_2 з кількістю мінералу кварцу, який має таку саму формулу. Тому варто зазначити, що в багатьох силікатних породах кварцу взагалі може не бути.

5. У межах груп силікатних порід за сумарною кількістю лугів – $K_2O + Na_2O$ виділяють *ряди* – нормальних, сублужних і лужних порід¹⁵. 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 “лути–кремнезем” (рис. 3.6), 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 лути в 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 (воно характерне для кислих порід). Вважатимемо, що надалі класифікаційна границя між нормальними та сублужними породами ще уточнюватиметься.

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 в табл. 3.2.

Коли описують і порівнюють породи, крім класифікаційних назв, часто використовують додаткові ознаки, які засвідчують наявність другорядних мінералів, або на кількісні співвідношення пороодоутвірних мінералів. Зокрема, широко застосовують терміни *меланократова*, *мезократова* та *лейкократова* порода, що відображає співвідношення між фемічними й салічними мінералами. У разі підвищеної кількості фемічних породоу називають *меланократовою*, за підвищеної кількості салічних – *лейкократовою*. Для кожної групи порід ці кількісні співвідношення будуть різними. Породи, складені лише темнобарвними мінералами, називають *голомеланократовими*.

Спеціального обговорення вимагає питання границь між систематизаційними підрозділами. За винятком межі лужного ряду, всі інші підрозділи пов'язані поступовими переходами – тобто, завжди може бути зазначена порода, яка за складом буде займати проміжне положення між двома сусід-

¹⁵ Ймовірно, такі ряди можна виділити і серед карбонатних порід, однак їхня класифікація ще не розроблена

Таблиця 3.2

Класифікація родин силікатних магматичних порід, за "Магматичні гірські породи", 1983

Ряди	Родини ультраосновних (SiO ₂ =30-44%) порід	Родини основних (SiO ₂ =44-53%) порід	Родини середніх (SiO ₂ =53-64%) порід	Родини кислих (SiO ₂ =64-78%) порід
Нормальний	Плутонічні Дуніт-олівініти (Ol)	Перидотити (Ol±Orx±Crx)	Діорити (Pl+Hb)	Граноїорити (Pl+Fsp+Q+Bi±Ms)
	Плутонічні Пікрити (Ol±Crx)	Базальти (Ol+Pl+Crx±Ol)	Андезити-базальти	Ріодіцити
Сублужний	Плутонічні	Пікрити базальти (Ol+Pl+Crx±Ol)	Субл. діорити-моніоніти (Pl>Fsp)	Сублужні лейкоїорити (Pl+Fsp+Q+Hb+Bi)
	Плутонічні	Трахіандезити-базальти	Сієніти (Fsp>Pl)	Трахіандезити
Лужний	Плутонічні	Трахібазальти	Трахіандезити-базальти-лагіти	Трахіандезити
	Плутонічні	Основні фойдоліти (Fd+Crx±Fsp)	Фельдшпатоїдні сієніти (Fd+Fsp+Pl)	Лужні сієніти (Fsp+Q+Crx, Hb, луж.)
	Плутонічні	Ультраосновні фойдоліти (Crx+Ne, Ol)	Фельдшпатоїдні сієніти (Fd+Fsp+Pl)	Лужні сієніти (Fsp+Q+Crx, Hb, луж.)
	Вулканічні	Ультраосновні пікрити (Ol+Crx>Fsp)	Основні фойдоліти (Fd+Crx±Fsp)	Лужні пікрити (Ol+Crx>Fsp)

Альбіт – Ab, амфібол – Amf, арфведсоніт – Arf, біотит – Bi, гранат – Gr, егірин – Egr, калішпат – Kfs, кварц – Q, клінопіроксен – Crx, лейцит – Lc, меліліт – Mel, мусковіт – Ms, нефелін – Ne, олівін – Ol, ортопіроксен – Orx, піроксен – Px, плагіоклаз – Pl, рогова обманка – Hb, фельдшпатоїди – Fd, флогопіт – Phl, хроміт – Cr, шпінель – Sp.

німи підрозділами. Водночас такі границі не є умовними – за допомогою статистичних підрахунків доведено, що породи, які відповідають граничним між різними групами вмістам кремнезему, трапляються в природі значно рідше, ніж породи, які відповідають певній групі. Тому класифікаційні межі між породами різних родин і груп проводять за статистичними мінімумами поширення відмін з різним вмістом кремнезему. Це можна проілюструвати графіком частоти поширення кількості кремнезему в основних (середній вміст 52,5%), середніх (58,09%) і кислих (73,0%) породах (рис. 3.7). Як видно з графіка, перерв між цими типами порід не існує, але частота поширення різна.

Систематика магматичних порід за ознаками будови. Крім складу, породи розрізняють за будовою, тобто, за формами та просторовими співвідношеннями кристалів, з яких складена порода. Різні кристали того самого мінералу можуть відрізнитись за формою та розмірами. Наприклад, граніт і пісковик складені тими самими мінералами і різниця між ними полягає у формі зерен, більш чи менш ідіоморфних у першому випадку та ізометричних, обкатаних – у другому. Будова породи несе важливу генетичну інформацію і знати її потрібно для класифікації порід у кожному випадку.

У понятті будови розрізняють поняття структури й текстури. *Структури* характеризують особливості розмірів, форми та співвідношень компонентів (кристалів і скла) породи між собою. Поняття *текстури* відображає характер розташування цих компонентів у просторі. Між цими двома поняттями немає чіткої межі; в англійській літературі відповідні терміни *structure and texture* мають протилежне значення, деякі автори взагалі не вважають за потрібне їх розділяти та використовують термін *fabric* (будова).

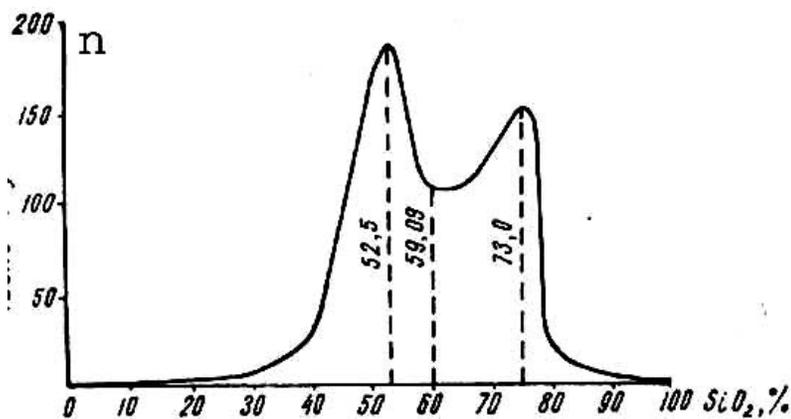


Рис. 3.7. Відносна поширеність основних, середніх і кислих магматичних порід, за Г.М. Саранчиною, М.Ф. Шинкарьовим, 1973

Відміни структур і текстур магматичних порід розглянемо далі (розділ 3.2.3), зараз опрацюємо лише характерні відмінності структур магматичних, осадових і метаморфічних порід. Для осадових порід найхарактерніші ізометричні (обкатані) або кутасті (уламкові) форми зерен. У метаморфічних породах також переважають близькі до ізометричних, часом полігональні форми зерен, зумовлені тим, що всі вони більш менш одночасно підлягали перекристалізації й не мали змоги вільно рости. Такі структури називають бластовими від слова бластез – перекристалізація (гранобластові, лепідобластові та ін.). У магматичних породах найчастіше відбувається послідовна кристалізація мінералів з розплаву за схемою Боуена. Тому певна частина кристалів у породі мають ідіоморфні обмеження; структури таких порід називають по-різному, часто до них додають термін зернисті (гіпідіоморфнозернисті та ін.). Однак нерідко структури магматичних і метаморфічних, зрідка магматичних і осадових порід чітко розрізнити не вдається. У всіх подібних випадках кінцевим критерієм слугує морфологія геологічних тіл і характер їхніх співвідношень з навколишніми породами.

3.2. ПРОЯВИ МАГМАТИЗМУ В ЗЕМНІЙ КОРИ

Об'єкти, на які найперше потрапляє геолог у польових умовах і з вивчення яких починається кожне дослідження, – це не окремі породи, а геологічні тіла, складені цими породами. *Магматичні тіла* (тобто геологічні тіла, складені магматичними породами) можуть виникати: нижче денної поверхні на різних глибинах чи вище денної поверхні в наземних або підводних умовах. Тіла, які виникають нижче денної поверхні, можна поділити на дві великі групи – *плутонічні тіла*, складені майже повністю розкристалізованими, тобто плутонічними породами, та *плутонометаморфічні тіла*, в будові яких, крім плутонічних, значну роль відіграють метаморфічні породи. Нерозкристалізовані, слабо розкристалізовані чи неповністю розкристалізовані магматичні породи, які виникали вище денної поверхні, називають *ефузивними* чи *вулканічними*. Відповідно, тіла, які вони утворюють, називають *вулканічними*. Зрозуміло, що процеси утворення безпосередньо можуть спостерігатись лише для вулканічних тіл, тому саме з них доцільно почати розгляд.

3.2.1. Прояви магматизму в приповерхневих умовах¹⁶

Вулканічні утворення дуже різноманітні й характеризувати їх доводиться за різними ознаками, головними з яких є спосіб виверження та характер вулканічних апаратів. Суттєве значення мають також середовище, у якому відбувалося виверження, й склад розплаву.

¹⁶ Розділ написано за матеріалами Х. Раства, 1980

Спосіб виверження тісно пов'язаний з хімічним складом магматичного розплаву. Є три головних способи виверження – ефузії, експлозії та екструзії. Основні за складом розплави (тобто такі, які містять досить невелику кількість кремнезему – сполуки SiO_2) рухливі, малов'язкі. Вони легко виливаються на денну поверхню й течуть по ній. Зі збільшенням кількості кремнезему зростає в'язкість розплавів і одночасно знижується їхня температура. Тому розплави середнього та кислого складу повільно рухаються, з одного боку, вони погано проникні для легких компонентів, а з іншого – більше насичені тими компонентами порівняно з розплавами основного складу. Насиченість їх газами зумовлює частий вибуховий характер виверження. Цей спосіб називають *експлозивним*. Найбільш в'язкі та низькотемпературні кислі розплави нерідко починають застигати ще до того, як вони досягнуть поверхні. У такому випадку вони витискуються назовні і такий спосіб виверження називають *екструзивним*.

Ефузивні виливи. Розплав, який витікає на поверхню внаслідок ефузії, називають *лавою*. Лави основного складу (базальти) виливаються на поверхню з температурою 1100...1200°C. Вони зберігають рухливість до температур 700...600°C. Лави середнього складу виливаються на поверхню при температурах дещо нижчих 1000°C, при 750°C¹⁷ вони вже втрачають рухливість. Швидкість лавового потоку може коливатись від 30 до 60 км/год. У середньому швидкість потоку базальтової лави становить 500 м/год; лава зберігає здатність текти, якщо нахил місцевості лише 1°. Якщо такий потік натрапляє на урвище, то виникають "лавоспади". У деяких випадках частина лави залишається у місці виливу і продовжує підігріватись теплом, яке надходить знизу та невеликими порціями розплаву. У підсумку виникають лавові озера, які не застигають протягом багатьох років.

У кратері вулкана Кілауеа на Гавайських островах століття (до 1924 р.) зберігалось лавове озеро, в якому рівень лави періодично піднімався та опускався до повного зникнення. Під час наповнення озера знизу продовжували надходити порції розплаву, що призводило до виникнення течій у самому озері та лавових фонтанів висотою до 15 м, які піднімались безпосередньо з поверхні озера. Вітер відривав і відносив у бік дуже тонкі скляні нитки, які назвали "волосся Пеле" (так звали гавайську богиню, яка за легендою жила у цьому озері і з'являлась людям у вигляді старої жінки перед черговим виверженням). Лави виливаються як потоки потужністю 5...30 м, з утворенням покривів та плато, загальна потужність яких – перші кілометри. Наприклад, потужність базальтів плато Деккан в Індії становить 3 км, у Британо-Арктичній провінції – 5 км. Довжина потоків може сягати десятків кілометрів.

¹⁷ Температуру лави визначають візуально пірометром – приладом, який містить спіраль, що нагрівається від батарейки. Коли колір спіралі та лави стає однаковим, можна вважати, що їхня температура також є приблизно однаковою.

Розмір площі, зайнятої ефузивними виливами, може дорівнювати сотням тисячам квадратних кілометрів. Наприклад, у Колумбії у північно-західній частині Південної Америки базальти займають площу 500 000 км². Ефузивни середнього та кислого складу також можуть утворювати лавові потоки, але значно менших розмірів.

Лава, виливаючись на поверхню, швидко покривається скоринкою, під якою ще деякий час розплав продовжує текти. Коли товщина скоринки сягає 10...20 см, по ній можна ходити й навіть переміщатись разом з течією лави. Це дає змогу вулканологам підходити безпосередньо до лавового потоку, відбирати проби лави та газів. Вперше такі дослідження провели в 1912 р. американські вулканологи Дей і Шепард на Гавайських островах¹⁸. У 60-х роках ХХ ст. набули широкого розголосу публікації бельгійського вулканолога Гаруна Тазієва, який для захисту від температури під час дослідження лавових потоків використав костюм, зроблений з алюмінієвої фольги, що відбивав до 90% теплових променів.

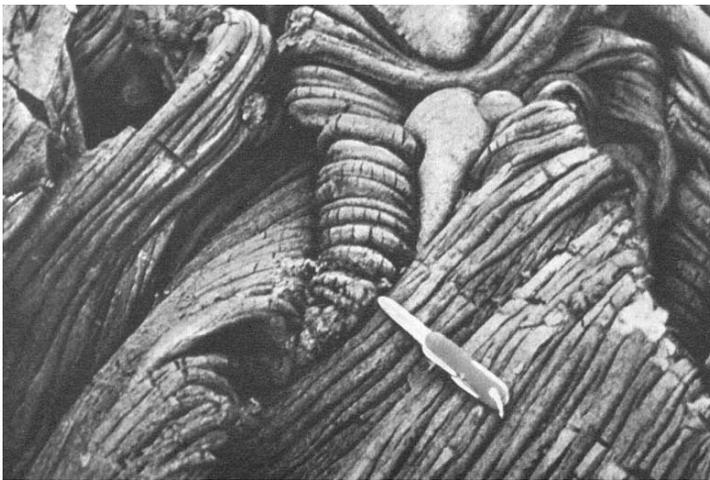


Рис. 3.8. Канатна лава, за Г. Тазієвим, 1961

Під час течії лави поверхнева скоринка деформується й утворює поверхню, подібну до килима, зробленого з канатів, які прилягають один до одного (рис. 3.8). Такі лави називають *канатними* або *пахоехоє* (Pahoehoe-type). Цей тип характерний для базальтів. Кисліші лави частіше мають брилову будову, розміри окремих брил можуть сягати розмірів невеликого будинку. Такі брили пересуваються, перекочуються, часто потік лави котить їх перед

¹⁸ Першим в історії дослідником вулканічних процесів можна вважати давньогрецького філософа Емпедокла, який за 500 років до н.е. спеціально оселився поблизу вершини вулкана Етна на Сицилії, щоби спостерігати за його діяльністю.



Рис. 3.9. Стівпчаста окремість у базальтах (с. Базальтове поблизу міста Рівне)

собою. Лави з бриловою поверхнею називають "аа"-лавами. У внутрішніх частинах потоків під час руху можуть виникати порожнечі та цілі тунелі, в яких зі стелі просочуються краплі розплаву, утворюючи магматичні сталактити. Коли застигають потоки, часто виникає відокремлення у вигляді шестигранного стовпа, орієнтоване перпендикулярно до поверхні потоку. Відслонення стівпчастих базальтів відомі в Карпатах, на Волині (рис. 3.9), на Карадагу в Криму. Всесвітньо відомі відслонення таких стівпів у перерізі, відпрепаровані морськими хвилями у Північній Ірландії, отримали назву "бруківка гігантів".

Лави можуть вилитись у наземних, підводних умовах і навіть під кригою. Під час підводного виливу у верхній частині потоку відокремлюються окремі краплі розплаву, які представляють собою ніби кулі чи подушки, в кожній з яких кристалізація відбувалася незалежно від інших. Такі лави називають подушковими (pillow-lavas).

Вулканічні експлозії. Магматичні розплави завжди містять певну кількість газів і розчинів, передусім води та вуглекислоти. Якщо такі гази в достатній кількості насичують розплав, коли піднімаються до поверхні на певній глибині, то тиск газів стає більшим від тиску покрівлі й розплав "вибухає". Вулканічні продукти викидаються у повітря у вигляді уламків різних розмірів. Усі породи, які виникають унаслідок експлозії, називають *пірокластичними*. Якщо вони зберігаються у незцементованому стані, то їх називають *тефрою*. Зцементовані пірокластичні породи – *вулканогенними*.

За розмірами уламків виділяють *вулканічні бомби* (від 10 см у діаметрі до багатотонних брил), *лапілі* (1–10 см) та *вулканічний попіл* (менше 1 см). Уламки починають застигати вже в повітрі, більші з них часто набувають

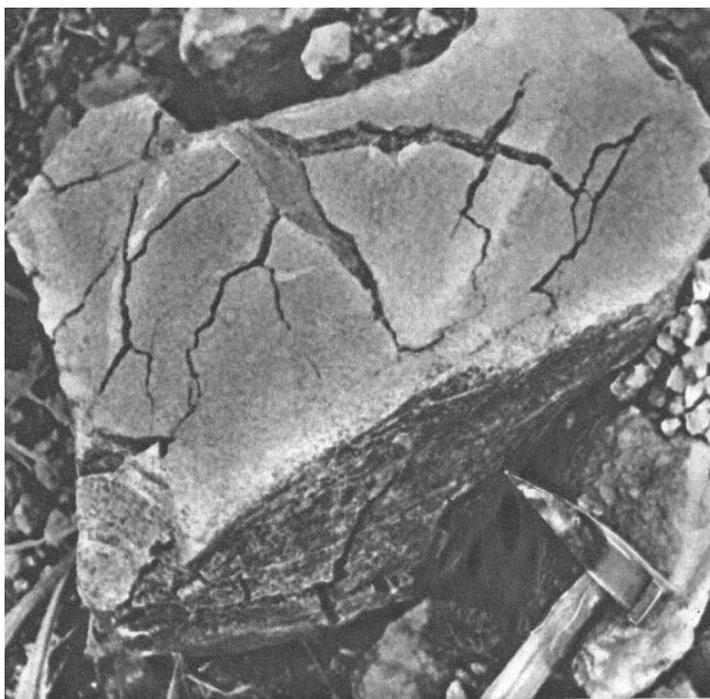


Рис. 3.10. Вулканічна бомба, за Г. Тазієвим, 1961



Рис. 3.11. Товща туфів, за Г. Тазієвим, 1963

закручених форм, скоринка застигання тріскається і починає нагадувати скоринку хліба (рис. 3.10).

Якщо після падіння на денну поверхню бомби та лапілі зцементувалися, то вони утворюють *вулканічні брекчії*. Зцементований вулканічний попід утворює *туфи*. Виверження попелу з одного вулкана дуже часто мають багаторазовий характер, а уламки різних вивержень можуть дещо відрізнятися між собою за складом і розмірами. Під час опускання частинок попелу різних вивержень в одному місці виникають шаруваті товщі туфів, морфологічно подібні до осадових товщ (рис. 3.11).

Вулканічні вибухи зумовлюють величезні руйнування. У 1883 р. несподівано вибухнув вулкан Кракатау, розташований на однойменному невеликому острові між островами Суматра та Ява. До цього вулкан протягом 300 років не виявляв ознак життєдіяльності. Виверження почалося з невеликих викидів попелу та газів. Через три місяці такої діяльності почувся сильний підземний гул, після чого розпочалася серія вибухів, які продовжувалися майже добу. Останній вибух знищив не тільки вулкан, а й більшу частину острова. На місці його залишилась кальдера – воронкоподібна заглибина діаметром 3 км та глибиною 300 м. Хмари попелу піднялись на висоту 70 км і розсіялись, тому по всій Земній кулі небо на світанку та на заході Сонця стало зеленого та яскраво-червоного кольору. Частинки попелу тримались в атмосфері протягом кількох років. Це зумовило часткове екранування сонячної радіації й зниження на великій площі Землі середньої річної температури на декілька градусів. Вибух супроводжувався утворенням хвилі цунамі, яка піднялась на висоту 40 м⁴, змела все живе з ближніх островів, перетнула Тихий океан і досягнула західного узбережжя Американського континенту. Коливання рівня води були зафіксовані навіть у протоці Ла-Манш. Звук вибуху було чути на відстані до 5 000 км. Коливання атмосферного тиску, спричинені вибухом, тричі обігнули земну кулю. Внаслідок цього виверження загинуло 40 000 осіб. Кількість викинутого з надр вулканічного матеріалу становила 18 км³.

У 1815 р. у тому ж районі поблизу острова Ява вибухнув вулкан Тамбора. Сила вибуху була в десять разів сильнішою від вибуху Кракатау. На денну поверхню було викинуто 180 км³ пірокластичного матеріалу. На місці вулкана залишилась кальдера діаметром 6,5 км та глибиною 700 м. Унаслідок вибуху загинуло 60 000 людей і ще стільки же померло від голоду, оскільки вибух знищив усі харчові запаси, посіви та домашніх тварин. Угорський вулканолог Хедерварі підрахував, що кількість енергії вибуху Тамбори була еквівалентна до вибуху 171 428 атомних бомб такої потужності, як американці скинули на Хіросіму.

¹⁹Приблизно таку саму потужність мав вибух вулкану Санторін у Середземному морі, який стався 1 500 років до н.е. Тоді виникла кальдера

¹⁹ Для порівняння нагадаємо, що нищівна хвиля цунамі, яка прокотилася в тому ж регіоні у 2004 р. мала висоту близько 10 м.

діаметром 11 км та глибиною 300 м нижче рівня моря. Попіл утворив шар потужністю 30 м. Через півгодини після вибуху вал цунамі досягнув острова Кріт і затопив його на висоту 35 м. Через три години хвилі цунамі досягли Єгипту, де зруйнували в дельті Нілу порт Угарит. Слабкі виверження вулкану продовжуються й сьогодні. Останнє виверження спростерігалось у 1940 р.

Коли сила тиску недостатня для того, щоби розірвати магматичний матеріал на попід, вулкан унаслідок вибуху викидає уламки вспіненої лави, які містять пухирці газів (для лав кислого складу такі утворення називають *пемзою*). Така камінна піна має здатність плавати у воді. У 1878 р. внаслідок вибуху підводного вулкана поблизу Соломонових островів (на північний схід від Австралії) море вкрилося такою масою уламків пемзи, що кораблі були змушені пробиватись через них.

Коли ж сила тиску газів недостатня для вибуху, вони пробиваються через розплав і, захопивши з собою розпечені частинки, утворюють *розпечені хмари*, які скочуються по схилах вулкану, спалюючи по дорозі все живе. Таке виверження сталося у 1902 р. на острові Мартініка (Малі Антільські острови). З кратера вулкана Мон-Пеле, розташованого в центрі острова, вирвалася розпечена хмара, яка скотилася на розташоване поблизу місто Сен-П'єр і море. Місто було знищене одразу, вода в морі закипіла. Сімнадцять кораблів, які стояли на рейді, згоріли. Загинуло понад 40 000 осіб. Врятувались лише двоє людей у місті й два кораблі, кожний з яких втратив половину команди. Коли матеріал розпечених хмар відкладається, він відразу "спікається" і виникають *ігнімбрити*, які відрізняються від туфів тим, що в них цементация матеріалу відбувається значно пізніше після його відкладення. Характерною ознакою ігнімбритів вважають ділянки вулканічного скла, які за формою нагадують полум'я.

Про найдавніше в історії людства вулканічне виверження згадується у Біблії. Господь вирішив покарати міста Содом і Гомору, за їхні гріхи зіслав на них сірчаний дощ та вогонь з неба, що, очевидно, відповідає розпеченій хмарі. Ці міста були розташовані поблизу Мертвого моря, поствулканічна діяльність в цьому районі триває й сьогодні. Уздовж берегів діє чимало сірководневих і гарячих джерел, спостерігаються виходи сірки та сірчаних газів. У 1960 р. археологи знайшли на дні Мертвого моря руїни давніх будинків та широку вимощену дорогу, що підтверджує дані Біблії. За підрахунками спеціалістів катастрофа сталася близько 4 000 років тому.

У багатьох вулканах вода з часом заповнює кратер і утворює озеро. Якщо такий вулкан раптом прокидається, то вода зміщується з розпеченим попелом і утворює *маси рідкого мулу*. В 79 р. н.е. вулкан Везувій, розташований поблизу сучасного Неаполя, раптово вибухнув. Місто Помпея, локалізоване

поблизу вулкана, було повністю поховане під шаром попелу, все населення загинуло. Одночасно на сусіднє місто Геркуланум ринув потік рідкого мулу й також поховав його. Записи про цю подію збереглися, але розташування обох міст забулося і лише у XVIII ст. їх випадково віднайшли і розкопали археологи²⁰. Завдяки опису очевидця трагедії Плінія Молодшого та картині Брюлова “Останній день Помпеї”, це виверження є чи не найвідомішим в історії людства. Мало хто знає, що у 1631 р. виверження Везувію повторилося, дев'ять міст було затоплено мулом, а ще шість – зруйновано.

Зцементовані відклади потоків мулу, перемішані з вулканічним матеріалом, називають *лахаровими брекчіями*. Взагалі вулканічний попіл може змішуватись з теригенним матеріалом у будь-яких кількісних співвідношеннях у потоках мулу та внаслідок осадження його у водних басейнах. У підсумку виникають *осадово-пірокластичні* породи або *туфїти* (такі породи містять понад 50% пірокластичного матеріалу) та *пірокластично-осадові* (вулканогенно-осадові) породи (переважає осадовий матеріал, пірокластичний становить менше 50% породи). Існує багато термінів для опису таких порід – туфописковики, туфоалевроліти та ін.

Екструзивні виверження. Виверження вулкана Мон-Пеле завершилось витисканням з кратера “обеліска” (рис. 3.12), який піднявся на висоту 300 м (це тіло виявилось нетривким і доволі швидко зруйнувалося під дією ерозії).



Рис. 3.12. Обеліск Мон-Пеле, за Х. Растом, 1982

За характером вулканічних апаратів усі вулкани поділяють на *лінійні* (тріщинні) та *центральні*: у випадку тріщинного вулкана підйом розплаву пов'язаний з розломом, тоді як у центральний вулкан розплав надходить з глибини по трубоподібному підвідному каналу. В цьому поділі є певна умовність, оскільки центральні вулкани здебільшого пов'язані з розломами, а у випадку лінійних виверження найчастіше відбувається не по всій довжині розлому, а через невеликі вулканічні конуси, які виникають над цим розломом.

Тріщинні виливи лав основного складу особливо поширені на океанічному дні, що пояснюється серединно-океанічними хребтами. Точно підрахувати кількість виверженого у підводних умовах матеріалу неможливо,

²⁰ У затверділому мулі були певні пустоти. Комусь з археологів спало на думку заливати їх гіпсом, тоді виявилось, що ці пустоти зберегли форми людей і тварин в момент їхньої загибелі.

але за існуючими оцінками щорічно виливається близько 20 км^3 . У наземних умовах класичною територією лінійних виливів базальтів вважають Ісландію. Найвідоміше лінійне виверження в Ісландії – виверження по тріщині Лакі у 1783 р., з якої вилось $12,5 \text{ км}^3$ лави, що залила площу понад 500 км^2 . Лава вилувалась одночасно з 22 отворів, розташованих вздовж тріщини довжиною понад 25 км. У випадку виверження більш кислого й, відповідно, більш в'язкого матеріалу можуть виникати не виливи, а експлозії чи екструзії по всій довжині тріщини. У цьому разі з'являються лінійні *експлозивні рови* або *екструзивні вали*. Такий вибух стався у Новій Зеландії 1886 р. уздовж тріщини протяжністю 14,5 км, в Ісландії існує експлозивний рів довжиною 30 км, з якого було викинуто 9 км^3 тефри.

Центральні вулкани – це конуси вулканічного матеріалу, який відкладався навколо підвідного трубоподібного каналу. В центрі такого конуса міститься кратер, з якого і відбуваються виверження. Підвідних каналів і кратерів може бути кілька, крім головного, можуть існувати бічні або, як їх називають, *паразитичні кратери* (рис. 3.13). Після кожного виверження форма вулканічного конуса може змінюватись, сам конус може бути частково або повністю зруйнованим. Тому спроби класифікувати вулкани за



Рис. 3.13. Паразитичний кратер (хребет Карадаг)

формою не дали задовільних результатів. Можна виділити два головні типи центральних вулканів – *щитові вулкани* та *стратовулкани*.

Щитові вулкани виникають унаслідок багаторазових виливів лав основного складу з одного кратера. Лава розтікається по великій площі, тому діаметр такого вулкана може в 20 разів перевищувати його висоту. Схили вулканів дуже пологі, нахил становить $3...6^\circ$ і лише поблизу кратера збільшується до $7...8^\circ$. Такі вулкани поширені в океанах, більшість з них не досягає поверхні моря, але деякі найвищі утворюють вулканічні острови. Найвідомішим прикладом щитових вулканів вважають вулкан Мауна-Лоа – один з групи Гавайських островів. Висота його від океанічного підніжжя – понад 9 км, над рівнем моря він піднімається на висоту 4 170 м, об'єм – $25\ 000\text{ км}^3$.

Стратовулкани виникають унаслідок ефузивно-експлозивної діяльності, тобто в їхній будові беруть участь лави та пірокластичні продукти, які чергуються між собою. Це є наслідком кислішого складу магматичних розплавів, утворюються такі вулкани переважно у наземних умовах. Для них характерні крутіші порівняно зі щитовими вулканами схили (до $40\text{--}45^\circ$), які біля підніжжя стають пологішими. Саме таку форму має всесвітньо відомий вулкан Фудзіяма в Японії. За розмірами стратовулкани зазвичай менші від щитових, хоча є винятки.

Стратовулкани, як і щитові вулкани, – це *поліхронні* геологічні тіла, які виникли внаслідок багаторазових вивержень з одного каналу. Вулканічні геологічні тіла, які виникли внаслідок *одноактного виверження*, називають *вулканічними конусами* (лавові, попільні, шлакові, які складаються з лапілей і вулканічних бомб). Висота таких конусів зазвичай не перевищує $100...200$ м.

Фахівці налічують на Земній кулі від 500 до 850 діючих вулканів, але ці оцінки дуже приблизні. По-перше, чимало вулканів прокидаються лише час від часу, ніколи не відомо, чи вони вже закінчили свою діяльність. По-друге, залишається невідомою кількість підводних вулканів, хоча не має сумніву, що їхня кількість значно більша, ніж на суші. Безперечно також, що вглиб геологічної історії масштаби проявів вулканічної діяльності зростали. Уздовж узбережжя Тихого океану простягнулася система пізньомезозойських вулканічних поясів сумарною довжиною $10\ 000$ км. Ширина таких поясів становить $100...150$ км, а середня потужність лавових товщ у їхніх межах – 2 км. Існування вулканічної діяльності сьогодні доведене і на інших планетах Сонячної системи. Найвищим з усіх відомих вулканів є Олімп на Марсі, висота понад 24 км з діаметром підніжжя 600 км.

Усі розглянуті прояви вулканічної діяльності призводять до утворення *конструктивних форм рельєфу*. Водночас виникають і *деструктивні форми рельєфу* – кратери, кальдери та депресії. *Кратери* виникають у місцях виходу на поверхню підвідних магматичних каналів і зазвичай виглядають як широкі котлоподібні заглибини з пласким дном і крутими стінками. Їхній діаметр може коливатись від 100 м до 2 000 м, з часом після затухання

вулканічної діяльності кратер може заповнитися водою, з'являється озеро. *Кальдери* – це також овальні заглибини, які виникають внаслідок експлозій або обвалу стінок вулкана через утворення під ним порожнин унаслідок виліву розплаву на поверхню. Кальдери у діаметрі можуть сягати 20 км (найбільшою вважають кальдеру вулкану Нгоронгоро у Східній Африці, яка має діаметр 22 км і займає площу 250 км²). У давніші геологічні епохи існувала ще одна форма – *вулканотектонічні депресії*. Це великі ізометричні ділянки (тектонічні блоки) опущені порівняно з навколишньою місцевістю, обмежені з усіх боків розломами, по яких відбувалися тріщинні виверження. Унаслідок вивержень на глибині виникав дефіцит мас і тектонічний блок опускався, а внаслідок опущень саме ця ділянка заповнювалась вулканічними продуктами. Такий механізм міг неодноразово повторюватись у часі. Прикладом подібних структур вважають Північносаксонську депресію пізньокарбонівого-ранньопермського періоду в Німеччині, яка займає площу близько 1 500 км². Вулканічні продукти, які виповнюють такі депресії, мають переважно середній і кислий склад. Тому тут доволі поширені туфи. З тріщин довкола депресій у значній кількості вириваються розпечені хмари, тому поряд з туфами на великих площах виникають ігнімбритами.

Кожний вулканічний процес супроводжується виділенням значної кількості летких компонентів, випарувань води та вуглекислоти. Деякі дослідники вважають, що саме наявність цих компонентів, передусім водяної пари, є тією силою, яка виносить магматичні продукти на поверхню. Виділення пари та газів продовжується ще довго після завершення вулканічної діяльності (у Мексиці такі виділення були зафіксовані через 87 років після виверження вулкана). У значній кількості такі парові виділення спостерігали на Алясці після виверження вулкана Катмай у 1912 р. Цю місцевість назвали Долиною Десяти Тисяч Димів.

Струмені гарячих газів називають *фумароли* та *сольфатар*. *Фумароли* утворені водяною парою, яка містить домішки HCl, CO₂, SO₂, H₂S, H₂, N₂ та ін. Їхня температура коливається від 300 до 900°C. *Сольфатарами* називають більш низькотемпературні (400...150°C) виділення, складені водяною парою зі значною кількістю домішок сірчанних з'єднань. Назва походить від кратера Сольфатар, який існував колись поблизу Неаполя. З кратера з гуркотом виривалася пара, насичена вуглекислою та сірководнем. На повітрі сірководень окиснювався і виділялась вільна сірка, яка відкладалась навколо отвору у вигляді яскраво-жовтого осаду. Це місце Данте Аліг'єрі описав у "Божественній комедії" як вхід до пекла. З подальшим зниженням температури приблизно до 100°C сірчані з'єднання зникають і випари води містять лише домішки вуглекислого газу. Такі виділення називаються *мофети*.

У вже зазначеному районі Сольфатар існує "Собача печера (грот)", у нижній частині якої накопичується вуглекислий газ, а вище циркулює чисте повітря. Відповідно, люди можуть по ній пересуватись без шкоди

для здоров'я, а собаки гинуть. Після закінчення виділення пари у районах вулканічної діяльності протягом мільйонів років можуть зберігатися джерела гарячої та теплої мінералізованої води, яка часто має лікувальні властивості.

У деяких районах виникають *гейзери* – гарячі джерела, які періодично викидають у повітря стовп води та пари. Розглянемо механізм дії гейзера. У приповерхневих породах на глибинах 100...150 м існує порожнина, в яку зверху надходить ґрунтова вода, а знизу – гарячі гази. Вони поступово нагрівають воду до кипіння. Перехід води у пару призводить до збільшення об'єму речовини майже у 1 000 разів. Тому утворена в нижній частині камери пара викидає вгору весь стовп води, який міститься над нею. Температура води на поверхні сягає 80–100°C. Після цього потрібен якийсь час, щоби камера знову заповнилася водою і закипіла. Це зумовлює періодичність у діяльності гейзера. Найвідоміші місця прояву гейзерів – Йєлоустоунський парк у США, Долина Гейзерів на Камчатці, Ісландія та Нова Зеландія. Най-



Рис. 3.14. Субвулканічне тіло серед вулканогенної товщі (хребет Карадаг)

більший з відомих гейзерів діяв у Новій Зеландії на початку ХХ ст. Щоразу він викидав 800 т води на висоту 460 м.

Магматичний розплав не завжди сягав поверхні й у багатьох випадках порції його застигали на невеликій глибині (десятки, перші сотні метрів). Унаслідок цього виникали субвулканічні та гіпабісальні тіла, які можна розглядати як проміжні між вулканічними й плутонічними. *Субвулканічними* називають тіла, складені породами, близькими за своїми ознаками до вулканічних (рис. 3.14); припускають, що такі тіла на момент формування могли мати безпосередній зв'язок з денною поверхнею. Типовим прикладом таких тіл є *неки* – трубоподібні тіла, виповнені туфовим, частково лавовим матеріалом. Вважають, що вони є підвідними каналами вулканів. Діаметр неків може сягати 1,5 км і більше. До цієї ж групи належать *трубки* та *дайки вибуху*. Ці тіла виповнені туфоподібним матеріалом, уламками кристалів, а також включеннями захоплених під час вибуху вмісних порід. Найбільше відомі трубки вибуху, виповнені породами ультраосновного складу (так званими кімберлітами), оскільки в них можуть бути наявні алмази, але в природі нерідко трапляються дайки вибуху, складені середніми та кислими породами (зокрема, такі дайки поширені на Алданському щиті). *Гіпабісальними* зазвичай називають тіла, складені породами, що нагадують плутонічні. Вони утворюються на тих самих глибинах, що й субвулканічні, але не завжди мають зв'язок з денною поверхнею на момент формування. Тому логічніше їх розглядати у групі плутонічних тіл.

3.2.2. Прояви магматизму в глибинних умовах

За способом утворення всі плутонічні тіла поділяють на *алохтонні* та *автохтонні*. *Алохтонними* називають тіла, які виникли внаслідок кристалізації магматичних розплавів, інтродованих з глибини. *Авто-*

хтонні – це тіла, локалізовані безпосередньо на місці утворення речовини, з якої вони складаються.

3.2.2.1. Алохтонні плутонічні тіла. Характерними морфологічними ознаками алохтонних тіл є чіткі площини контактів з вмісними породами. Внаслідок перепадів температур у внутрішніх і зовнішніх частинах застигаючих розплавів у приконтактних частинах плутонічних тіл розплави застигають швидше і породи мають більш дрібнозернисту будову порівняно з породами внутрішніх частин тіл. У деяких випадках розплав захоплює і частково чи повністю переробляє (переплавляє) уламки вмісних порід (такі уламки називають *ксенолітами*). Внаслідок такої переробки ксенолітів склад приконтактних частин плутонічних тіл може відрізнитись від внутрішніх частин тіла. Усі такі зміни називають *ендоконтактними змінами*, а приконтактні частини тіл, які відрізняються за певними ознаками від

внутрішніх частин тіл, – *ендоконтактовими зонами*. Магматичний розплав, коли застигає, прогріває вмісні породи, в яких поблизу контактів з плутонічними тілами виникають *екзоконтактові зміни* чи *ореоли*. Здебільшого ці зміни спочатку простежуються у появі вкраплеників – *порфіробласт*, складених новоутвореними мінералами, а пізніше у повній перекристалізації порід. Породи початкових стадій перекристалізації залежно від характеру новоутворень називають *плямистими сланцями* (вони містять скупчення вуглистої речовини, перекристалізованої у графіт) та *вузлуватими сланцями* (містять порфіробласти новоутворених андалузиту, кордієриту). Під час подальшого прогрівання породи підлягають повній перекристалізації й виникають масивні рівномірно-зернисті *роговики*, які належать до класу метаморфічних порід.

Найменші за розмірами плутонічні тіла – *дайки*. Їхні характерні особливості – значне видовження (відповідно велике відношення довжини до ширини чи потужності) та круте залягання (рис. 3.15). У перекладі з грецької мови *дайка* означає *стіна*, і цей образ якнайліпше передає зміст терміна.



Рис. 3.15. Дайка (хребет Карадаг, Крим)

Типові дайки виникають унаслідок досить пасивного одноактного заповнення магматичним розплавом тріщин; вони мають рівні контактні поверхні, їхня довжина коливається від десятків до сотень метрів при потужності від перших метрів до перших десятків метрів. Зрідка трапляються дайки, які виникли внаслідок декількох послідовних вкоріненнь магматичного розплаву в ту саму тріщину. У більшості випадків дайки виникають не поодинокі, а наближеними у просторі групами; які часто називають *роями дайок*. Кількість дайок у межах одного роя може коливатись від десятків до сотень тл. Унікальним об'єктом є так звана Велика Дайка Родезії (Південна Африка), довжина якої становить 530 км за середньої потужності 5,5 км. Дайка складена похідними кількох порцій магматичних розплавів, які вкорінювались з кількох магматичних вогнищ, тому дослідники вважають неправильним називати таке тіло дайкою.

Поряд з терміном "дайка" часто вживають термін "жила". Чіткої межі у визначеннях цих двох термінів не існує. Термін "жила" використовують для витягнутих у двох вимірах тіл малої потужності, складених кислими чи лужними породами (жила гранітів) або постмагматичних утворень (пегматитова жида, кварцова жида). На відміну від дайок гранітів жилами зазвичай називають тіла похилого залягання, вони можуть мати неправильну, розгалужену форму (рис. 3.16). Цей термін настільки вкорінився в практику геологічних досліджень, що всі породи, які становлять магматичні тіла невеликих розмірів, називають *жильними*. Породи основного складу також можуть утворювати тіла подібної до дайок форми (тобто, видовжені в двох вимірах), які залягають субгоризонтально, або зім'яті в складки разом з оточуючими вмисними породами. Такі тіла називають *шароподібними*. Їхня

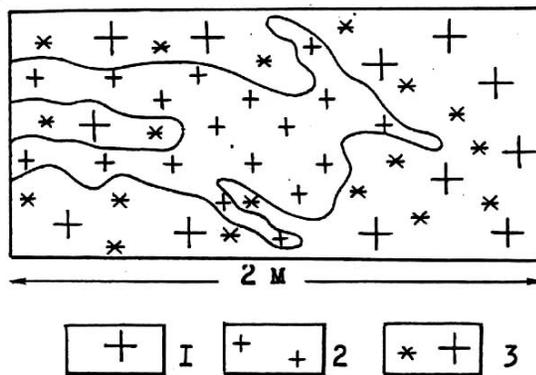


Рис. 3.16. Жида двослюдяних дрібнозернистих гранітів серед біотитових середньозернистих (Середнє Придніпров'я): 1 – біотитові граніти; 2 – двослюдяні граніти; 3 – екзоконтактова зона утворення мусковіту навколо жили двослюдяних гранітів

потужність становить перші метри, і вони можуть простягатися на значні відстані.

Субгоризонтальні тіла основних порід більшої потужності (десятки, перші сотні метрів) називають *плитоподібними* або *силами*. До унікальних об'єктів належить сил у Південній Африці, який має потужність 600 м і займає площу 13 000 км², [А.М. Даминова, 1967]. Інколи сили представляють багатоповерхові споруди, утворені кількома плитоподібними тілами, що залягають на різній глибині і з'єднані дайкоподібними перемичками (рис. 3.17).

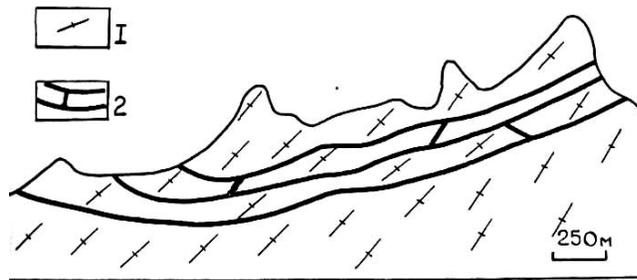


Рис. 3.17. Сил габро серед гранітів (Східний Сибір): 1 – габро; 2 – граніти

Ізометричні в плані тіла, які займають площу від кількох квадратних кілометрів, називають *масивами*. Це загальноприйнятий у всьому світі описовий термін, який лише припускає, що тіло має значні розміри у трьох вимірах, причому форма такого тіла у багатьох випадках залишається нез'ясованою. Найбільші за розмірами масиви (тисячі, перші десятки

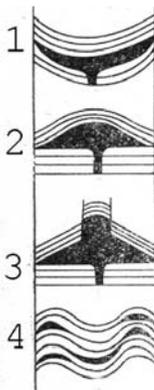


Рис. 3.18. Характерні форми плутонічних тіл, за А.М. Даминою, 1967:
1 – лополіт; 2 – лаколіт;
3 – бісмаліт; 4 – факоліт

тисяч км²) у деяких регіонах (зокрема, в Україні) називають *плутонами*, а на Заході – *батолітами*. Один з перших дослідників плутонічних тіл Р. Делі вважав батоліти “бездонними” тілами, породи яких на глибині не мають чітких обмежень з підстильними метаморфічними утвореннями земної кори. Пізніше було доведено, що підшву такі тіла мають і зараз їх розглядають як плитоподібні тіла, потужність яких хоча й вимірюється кілометрами, все ж значно поступається горизонтальним розмірам, які становлять сотні кілометрів.

Для опису форми масивів було запропоновано безліч термінів, але чимало з них використовують вкрай рідко і зазвичай замінюють описовими термінами (пластини, лінзи, лійкоподібні тіла). У багатьох випадках форму масиву взагалі визначити неможливо, оскільки конфігу-

рація площин контактів, як бачимо в добре відслонених регіонах, виявляється дуже складною. Та сама площина контакту по вертикалі може змінювати напрям залягання і занурюватись на одних ділянках під масив, а на інших – під вмисні породи. Тому розглянемо лише деякі найпоширеніші. Тіла ввігнутої форми називають *лополітами*, а опуклої – *лаколітами* (рис. 3.18). Лополіти складені магматичними породами основного складу, найбільш відомий лополіт Дьюлусу Північній Америці, який займає площу у 38 000 км². Лаколіти можуть бути складені основними та кислими породами, їхні розміри – десятки й сотні квадратних кілометрів. Класичним регіоном поширення лаколітів вважають Північний Кавказ, де одним з прикладів таких тіл є відома гора Машук, не менш відомий приклад лаколіту – гора Аюдаг на південному узбережжі Криму (рис. 3.19).



Рис. 3.19. Лаколіт Аюдаг (Крим)

Великі масиви часто супроводжуються *штоками* – ізометричними тілами невеликої площі, що круто залягають (рис. 3.20). Якщо доведено, що такі тіла є відгалуженнями масиву, тобто з'єднуються з ним на глибині, то їх називають *апофізами масиву*.

Серед давніх термінів, які тепер мало вживають, можна назвати *акмоліти* (тіла у вигляді ножа, оберненого лезом догори), *гарполіти* (тіла, що нагадують серп), *сфеноліти* (тіла у формі клина), *етмоліти* (лійкоподібні в перерізі тіла), *хоноліти* (тіла неправильної форми), *факоліти* (лінзоподібні тіла) (рис. 3.21).

Кожний плутонічний масив може бути результатом одноактного або багатоктного вкорінення порцій магматичних розплавів в ту саму магматичну

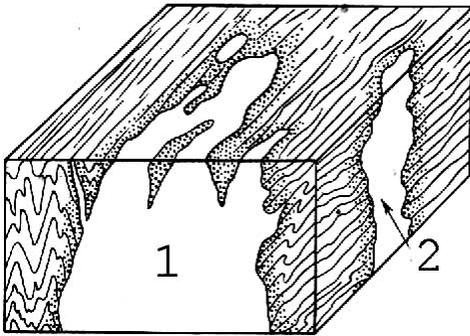


Рис. 3.20. Схематичне зображення батоліту (1) і штоку (2), за Р. Делі, А.М. Даминоюю, 1967

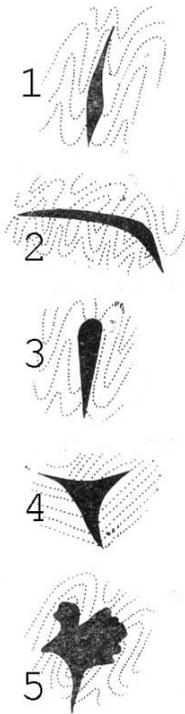


Рис. 3.21. Рідкісні форми плутонічних тіл, за А.М. Даминоюю, 1967:
1 – акмоліт; 2 – гарполіт;
3 – сфеноліт; 4 – етмоліт;
5 – хоноліт

камеру. Кожна з порцій розплаву під час вкорінення частково знищувала попередні утворення, інтродувала чи проривала їх. Коли застигає кожна з таких порцій, виникають *індивідуальні плутонічні тіла*, відокремлені від інших *активними контактами*. В породах, які становлять індивідуальне тіло, поблизу контактів виникають ендоконтактові зміни, а в навколишніх давніших породах поблизу контактів простежуються екзоконтактові зміни. Головна характеристика активного контакту – наявність певних ознак

неодновременного формування груп порід, які становлять індивідуальне тіло, та навколишніх порід. У межах кожного індивідуального тіла завжди може бути виділена якась кількість породних відмін, пов'язаних між собою поступовими переходами або розділених чіткими контактними поверхнями. Всі ті відміни утворювались одночасно, і на границях між ними не спостерігають ознак знищення одних порід іншими. Такі границі чи переходи від одних порід до інших у межах одного індивідуального плутонічного тіла можна назвати *пасивними контактами*.

Отже, кожний масив може бути складений одним індивідуальним тілом або кількома наближеними у просторі індивідуальними тілами різного складу, розділеними активними контактами. В першому випадку такий масив можна назвати *простим*, а всі складові породи зарахувати до однієї *вікової генерації*. У другому випадку масив є *складним*, індивідуальні тіла, що його утворюють, виникли у певній віковій послідовності і належать до різних вікових генерацій. Всі вони між собою активно контактують і кожне пізніше тіло при вкоріненні частково (чи повністю) знищувало попередні. Такі масиви ще називають *поліхронними* (рис. 3.22).

У межах кожного індивідуального тіла за складом або за будовою майже завжди можна виділи-

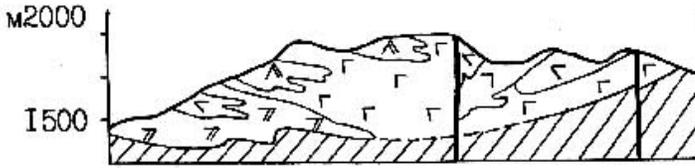


Рис. 3.22. Приклад складного (поліхронного) лополіту (Східний Сибір)
(умовні позначення відповідають основним породам різних вікових генерацій)

ти щонайменше кілька породних різновидів. Тобто, кожне таке тіло утворене певним природним сполученням порід, а форма ділянок, складених окремими породами чи їхніми відмінами (для зручності такі ділянки можна умовно розглядати як *однопородні тіла*) і спосіб розташування їх у просторі зумовлюють *внутрішню будову (структуру)* індивідуального плутонічного тіла.

За особливостями будови плутонічні тіла можна поділити на *зональні, плямисті та смугоподібні* (рис. 3.23). У тілах *зональної будови* від центра до приконтартових частин спостерігаються спрямовані зміни, зумовлені або швидшим застиганням периферійних частин (з'являються більш дрібнозернисті, часом субвулканічного вигляду породні відміни), або захопленням і переробкою (переплавленням) підвищеної кількості включень вмісних порід у периферійних частинах (у підсумку тут виникають децю інші за складом, переважно більш основні відміни).

Тіла *плямистої будови* відрізняються неправильною формою та повторами у просторі ділянок, збагачених переробленими ксенолітами або змінених внаслідок пізньо-постмагматичних процесів (наприклад, ділянок кварц-мусковітового агрегату, які нерідко розвиваються по гранітах). Тіла *смугоподібної будови* можна поділити на власне *смугоподібні* та *розшаровані*. Для *власне смугоподібних* тіл характерна наявність смуг із нечітко вираженими контактами, найчастіше такі смуги виникають під впливом тектонічних факторів (смугоподібна будова, наприклад, характерна для масивів порід ультраосновного складу, які, як вважають, витискалися у кашоподібному, не повністю закристалізованому стані по тектонічних розломах на вищі горизонти). Для *розшарованих* масивів характерна наявність великої кількості шарів потужністю від десятків метрів до часток сантиметра, відокремлених між собою чіткими різкими межами. Таке перешарування має ритмічний характер і нагадує перешарування в осадових товщах (тому це явище називають псевдостратифікацією). Під час дослідження деяких, переважно розшарованих масивів, часом спостерігають явище виникнення активних контактів між певними породними різновидами в одних ділянках, за наявності пасивних співвідношень між тими самими різновидами в інших

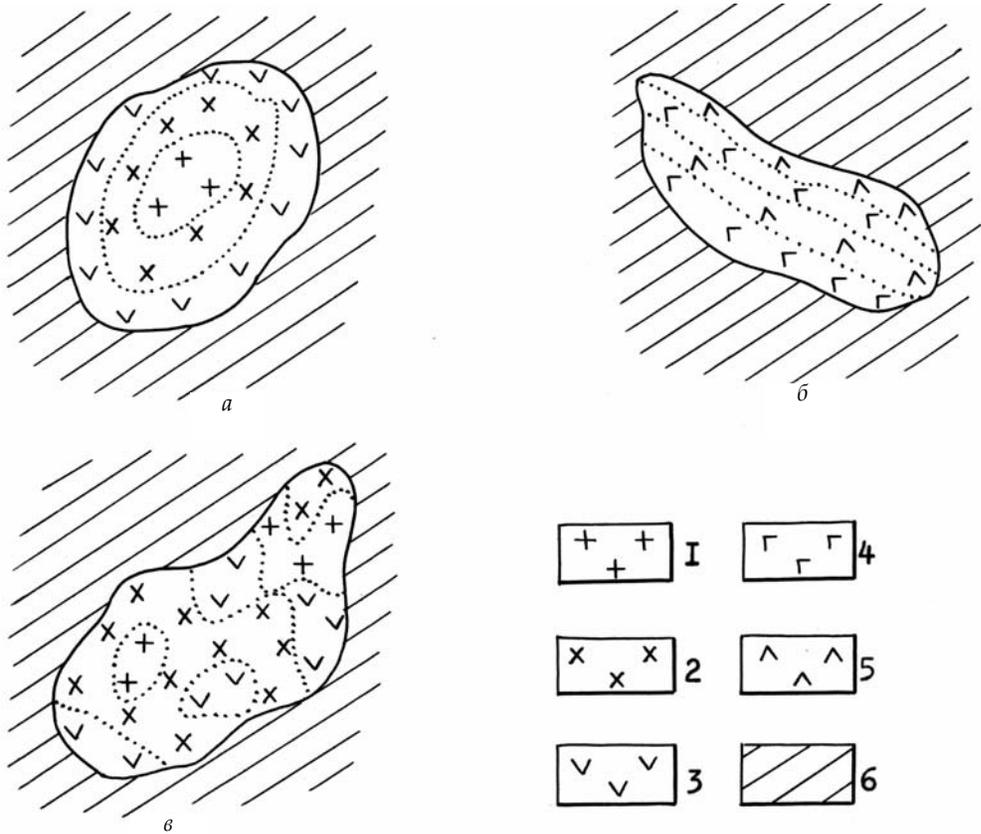


Рис. 3.23. Індивідуальні плутонічні тіла (в плані): а) зональної будови; б) смугоподібною будови; в) плямистої будови: 1 – граніти; 2 – гранодіорити; 3 – діорити; 4 – габро; 5 – анортозити; 6 – вмісні породи

ділянках того самого плутонічного масиву. Це явище зумовлене тектонічними рухами в період застигання розплаву після його вкорінення в магматичну камеру – такі рухи відбувались лише на окремих ділянках камери й призводили до незначного переміщення ще не застиглих порцій розплаву стосовно вже застиглих (рис. 3.24).

Крім внутрішньої будови плутонічних тіл, якщо можливо, то враховують згідне чи незгідне співвідношення контактних площин масивів з заляганням вмісних товщ (відповідно, *конкордантність* чи *дискордантність*); узгоджене чи неузгоджене співвідношення внутрішньої будови тіл із контактними поверхнями масиву (*конформність* чи *дисконформність*), згідне чи незгідне співвідношення внутрішньої будови масиву з елементами залягання рами (*гармонійність* чи *дисгармонійність*). Усі ці ознаки мають суттєве значення у дослідженні механізму утворення таких тіл.

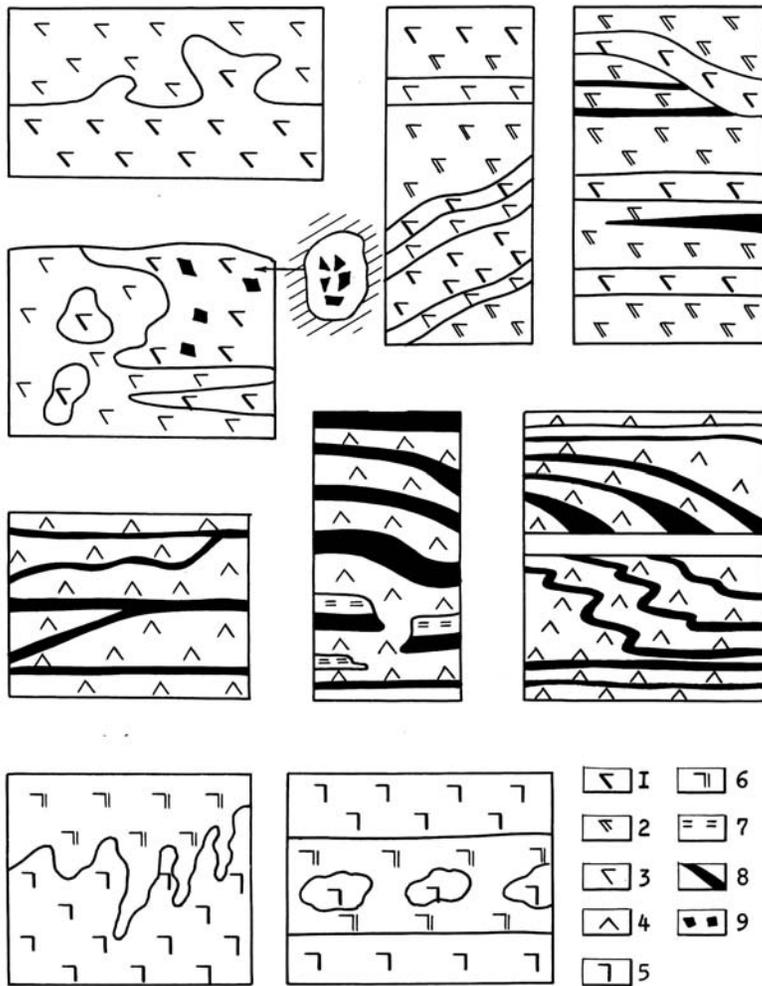


Рис.3.24. Приклади розшарованості та її порушень у габроїдних масивах під впливом тектонічних рухів під час застигання розплаву:

- 1–3 – мелано-, мезо- та лейкократові габроїди першої вікової генерації; 4 – габроїди другої вікової генерації; 5–6 – мелано- та мезократові габроїди третьої вікової генерації;
- 7 – габроїди, збагачені рудними мінералами; 8 – магнетит-ільменітові прошарки;
- 9 – зональні кристали-вкрапленики плагіоклазу з залишками в центральній частині піроксенів

3.2.2.2. Автохтонні плутонічні та плутонометаморфічні тіла.

Плутонометаморфічні тіла відрізняються від плутонічних постійною наявністю кількості скіалітів (непереміщених включень) метаморфічних порід, приблизно рівномірно поширених по всій площі тіла. Здебільшого такі тіла складені лише гранітоїдами (кислими та середніми породами) нормального

ряду. Габроїди, ультраосновні та лужні породи серед них не трапляються. За морфологічними ознаками плутонометаморфічні тіла можна поділити на *мігматитові* та *власне плутонометаморфічні* (гранітогнейсові).

Мігматитові тіла, або поля, – це ділянки тісного перешарування гранітоїдів і метаморфічних порід (гнейсів, кристалічних сланців). Термін *мігматит* походить від грецького слова, що означає суміш. Термін запропонував Седергольм у 1907 р. Він увів його для позначення порід, що складені (за його термінологією) двома генетичними елементами – осадам із сланцюватою текстурою та листуватим еруптивним матеріалом і утвореними або внаслідок перерозподілу осадового матеріалу або шляхом ін'єкції еруптивного матеріалу ззовні. Ця група порід займає проміжне положення між власне виверженими породами та кристалічними сланцями [К. Менерт, 1971], тобто метаморфічними породами. К. Менерт визначив мігматит як породу, що складається з двох чи більше частин, утворених метаморфічним і плутонічним матеріалом.

Найпоширеніший випадок – чергування прошарків порід потужністю від перших міліметрів до перших сантиметрів, збагачених салічними (лейкосома) та фемічними (меланосома) мінералами. В таких випадках відокремити лейкосому та меланосому практично неможливо, тому їх описують як одну породу – смугастий мігматит.

На фоні тонкого перешарування нерідко відокремлюються потужніші (до 10...20 м) згідні пластоподібні тіла гранітоїдів того самого складу. Часом таке чергування набуває ритмічного характеру. Метаморфічні породи в шарах малої потужності, переважно підлягають інтенсивній перекристалізації, втрачають вихідні структурно-текстурні особливості, тому багато дослідників, описуючи мігматити, не використовують терміни “прошарки плутонічних і метаморфічних порід”, а замінюють їх, відповідно, термінами “лейкосома-меланосома” або “неосома-палеосома”.

Незважаючи на термінологічні розходження, всі дослідники погоджуються з тим, що більш лейкократові гранітоїдоподібні прошарки виникли внаслідок більш лейкократової вихідної породи й дискусії виникають лише з приводу механізму їхнього утворення – перекристалізації в твердому (чи пластичному) стані або повного розплаву вихідних порід у місці утворення лейкократових прошарків. Появу гранітоїдів спочатку пов'язували з найінтенсивнішими проявами регіонального метаморфізму²¹, тому такі гранітоїди традиційно називають *ультраметаморфічними* або *ультраметаморфічними*, а саме явище їхнього виникнення – *ультраметаморфізмом*. Пізніші дослідження незаперечно довели, що товщі, регіонально метаморфізовані за найвищих значень $P-T$ (в умовах так званої гранулітової фації), нерідко

²¹ Під регіональним метаморфізмом розуміють перекристалізацію вихідних порід приблизно в однакових $P-T$ умовах на великих площах.

супроводжуються меншою кількістю гранітоїдів порівняно з товщами, метаморфізованими за нижчих значень $P-T$ (в умовах амфіболітової фації). Тому правильніше було би називати явище виникнення таких змішаних порід не ультратематоморфізмом, а *регіональною гранітизацією*.

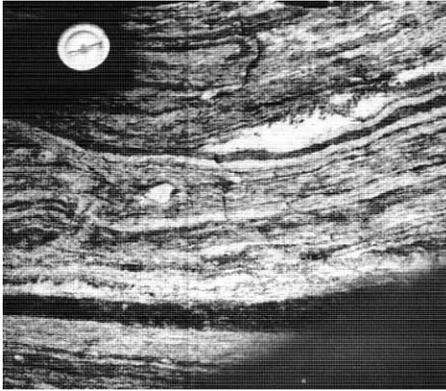
Смугасті мігматити є головною, але не єдиною складовою мігматитових полів. Виділяють багато морфологічних відмін мігматитів (розгалужені або сітчасті, очкові, птигматити), які не утворюють самостійних геологічних тіл, за винятком так званих брилоподібних мігматитів або агматитів. В агматитів кількісно переважають гранітоїди, а метаморфічний матеріал зберігається у вигляді кутастих, уламкоподібних скіалітів. Серед інших відмін треба згадати так звані очкові мігматити, які виникають унаслідок розвитку вкраплеників (так званих порфіробласт²²) калійового польового шпату вздовж серій субпаралельних площин у метаморфічній породі. Вони поступово заростають смугами порфіробласт, які чергуються зі смугами негранітизованої метаморфічної породи (рис. 3.25).

Мігматитові поля можуть займати площі розміром у сотні квадратних кілометрів. Їхні межі з негранітизованими чи відносно слабогранітизованими товщами, завдяки яким вони виникли, здебільшого можуть бути проведені лише умовно. Під час утворення мігматитів уся маса порід набуває пластичного стану й чутливо реагує на тектонічні напруження. Тому в мігматитових полях широко розвинуті складки різного рангу, відбуваються явища витискання (перетікання) пластичного гранітоїдного матеріалу з крил складок у їхні замкові частини, на більш давні системи накладаються нові системи складок іншого напрямку. В результаті виникають дуже складні тектонічні структури, історію формування яких у багатьох випадках не вдається повністю розшифрувати.

Власне плутонометаморфічні (гранітогнейсові) тіла. У разі гранітизації, інтенсивнішої порівняно з розглянутим вище випадком, відносна кількість гранітоїдного матеріалу збільшується, а на місці прошарків і скіалітів метаморфічного матеріалу залишаються лише збагачені темнобарвними мінералами смуги чи "тіні" скіалітів серед гранітоїдів. Чим ближче склад метаморфічних порід до гранітоїдного, тим скоріше вони набувають гранітоподібного вигляду. Найдовше при гранітизації зберігаються амфіболіти та кварцити, тобто породи, склад яких суттєво відрізняється від гранітоїдів. Внаслідок виникають відносно однорідні (гомогенні) тіла, складені породами гранітоподібного вигляду, які відрізняються від нормальних гранітів гранобластовими мікроструктурами²³ та чітко вираженими смугоподібними

²² Термін бластез означає перекристалізацію.

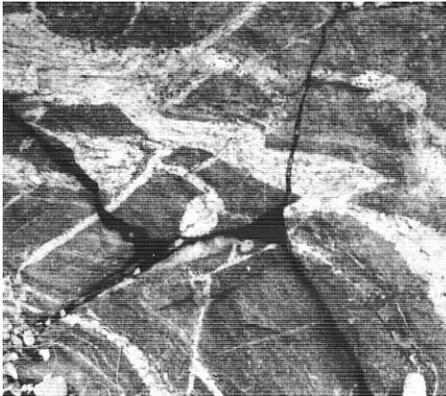
²³ На відміну від магматичних так званих гіпідіоморфнозернистих структур, де ступінь ідіоморфності кристалів відображає послідовність їхнього утворення, гранобластові мікроструктури відрізняються приблизно однаковими ізометричними формами всіх кристалів, що притаманне метаморфічним породам.



1



2



3

Рис. 3.25. Мігматити:
1 – смугасті; 2 – очкові;
3 – сітчасті

текстурами, подібними до текстур, характерних для гнейсів. Такі текстури називають гнейсоподібними, а породи – *тіньовими мігматитами* (небулітатами) або *гранітогнейсами*²⁴. Гранітогнейсові тіла пов'язані поступовими переходами з мігматитовими полями. Їхні розміри поступаються розмірам гранітогнейсів, але також сягають перших сотень квадратних кілометрів. У геологічній літературі поширена думка, що гранітогнейсові тіла це купольні структури, які виникли внаслідок відокремлення (спливання) гранітоїдного матеріалу з мігматитових полів. Детальне картування таких тіл у добре

²⁴ Обидва терміни не загальноприйняті. Зокрема, значна кількість дослідників Українського щита називають такі породи гранітами. Те, що граніти і гранітогнейси на Українському щиті часто не розрізняються, є головною причиною непорозумінь і труднощів, які виникають під час картування цього регіону.

відслонених районах свідчить, що купольну будову мають лише деякі з них, локалізовані в зонах регіональних розломів, які розділяють різновікові метаморфічні комплекси. Більшість гранітогнейсових тіл локалізовані серед певних метаморфічних комплексів, не мають зв'язку з регіональними розломами й залягають згідно зі складчастою будовою комплексів.

Коли картують товщі з потужними шарами амфіболітів, подекуди вдається спостерігати, як вони без будь-яких ознак переміщення простежуються у вигляді ланцюжків скіалітів через гранітогнейсові тіла й далі, за межами тіла, продовжуються у вигляді тих самих шарів. Такі випадки є найпереконливішим доказом не переміщеного характеру (незмінного стану) гранітогнейсових тіл і залягання їх згідно з вмісними метаморфічними товщами (тобто, подібні тіла не можна розглядати як купольні структури).

Внутрішня будова плутонометаморфічних тіл має найчастіше смуго-подібний або бриловий характер. Варто зазначити, що в мігматитових полях і в гранітогнейсових тілах зазвичай спостерігається безліч чітких різких контактів між однопородними тілами, в багатьох випадках ці контакти мають активний характер – тобто є ознаки неодночасного виникнення різних порід і знищення одних порід іншими. В цьому полягає одна з найсуттєвіших відмінностей плутонометаморфічних тіл від плутонічних. Якщо плутонічні виникали внаслідок кристалізації однієї порції магми й час їхнього утворення, за радіологічними даними, звичайно, становив десятки мільйонів років, то плутонометаморфічні виникали внаслідок складної взаємодії різних, остаточно не з'ясованих процесів, які охоплювали вікові проміжки в сотні мільйонів, у деяких випадках мільярди років. Тому характер границь між однопорідними ділянками (пасивний чи активний) під час дослідження плутонометаморфічних тіл не враховують.

За ще більшої інтенсивності процесів гранітизації можуть виникати значні за розмірами (сотні квадратних кілометрів) масиви однорідних гранітоїдів, які відрізняються від алохтонних лише відсутністю чітких контактів з вмісними породами. Нерідко вони пов'язані поступовими переходами з зонами чи полями мігматитів. Ці тіла мають певні особливості складу метаморфічних товщ, серед яких вони залягають. Це свідчить про їхнє походження завдяки гранітизації тих самих товщ і незмінний характер їхнього залягання. Такі тіла називають *автохтонними*.

Зрідка в природі трапляються тіла, які мають проміжний характер між плутонічними та плутонометаморфічними. В регіонах з глибоким (понад 1 км) ерозійним врізом подекуди вдається спостерігати потужні масиви гранітоїдів, які у верхніх і середніх частинах мають типовий для плутонічних тіл характер (зокрема, різкі активні контакти з вмісними утвореннями), а на ділянках найглибшого ерозійного зрізу поступово переходять у мігматити, лейкосомою яких є ті самі плутонічні, а меланосомою – ті самі вмісні породи.

3.2.3. Будова магматичних порід

Мінерали та їхні кількісні співвідношення визначають склад породи. Поняття будови породи визначається співвідношенням компонентів, з 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 та текстура.

Структура порід залежить від: ступеня їхньої розкristалізованості; 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.

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 розкristалізованості розрізняють породи *повнокристалічні, напівкristалічні та скловаті*. 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 розкristалізація скла. Цей процес називають *девітрифікацією*. 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 й впливають на поляризоване світло (тобто, виникає явище двозаломлення). Мікроліти мають волокноподібну форму, структуру таких напіврозкristалізованих порід називають *фельзитовою*. Часом мікроліти утворюють кульки з радіально-променистою будовою – *сфероліти*. В них вже можна визначити належність мікролітів до певного мінерального виду. Якщо мікроліти належать до одного виду (найчастіше до якогось з польових шпатів), то складені ними сфероліти називають ще *сферокristалами*. *Псевдосферокristалами* називають радіально-променисті утворення, складені мікролітами різних мінералів. За достатньої кількості таких сферолітів структуру породи називають *сферолітовою*. Розміри сферолітів здебільшого 2...3 см, у Сполучених Штатах в Колорадо описані сфероліти діаметром понад 10 футів, тобто близько 3 м. У вулканічному склі основного складу внаслідок меншої густини розплавів процеси кристалізації відбуваються більш інтенсивно; у радіально-променистих виділеннях добре розрізняють мікроліти плагіоклазу, проміжки між

якими заповнені невеликим зернами піроксену. Такі утворення називають *варіоли*, а структуру – *варіолітовою*. Під час розкristалізації скла кулькоподібні сфероліти, чи варіоли виникають не завжди. Залежно від кількісних співвідношень скла та мікролітів виділяють декілька типів структур.

Гіалопілітова структура характерна для порід, які містять 70...95% скла. Різноморієтовані 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.

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

Перлітова структура – у вулканічному склі розвинута мікроскопічна концентрично шарлуповата окремість, завдяки якій порода має переливчастий блиск, що нагадує перламутр.

Спініфлекс 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) та гігантозернисті (розмір зерен понад 50 мм).

За відносними розмірами зерен породи поділяють на рівномірнотзернисті та нерівномірнотзернисті. Крайнім проявом нерівномірнотзернистих є *порфіроподібні* структури плутонічних і *порфірові* вулканічних порід. Зовнішньо ці структури подібні між собою – на фоні рівномірнотзернистої основної маси мінералів спостерігають більші за розмірами вкрапленики – кристали певного мінерального виду. Розміри вкрапленників можуть коливатись від міліметрів до кількох сантиметрів²⁵. Термінологічні відмінності у цьому випадку відображають відмінності у генезисі вкрапленників. 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 вкрапленників немає, щоб протиставити порфіровим і порфіроподібним структурам, вживають термін *афірова* структура.

3. Найважливішу роль для класифікації порід і для розуміння процесів їхнього утворення відіграють структури, які відображають ступінь відносної

²⁵ Найбільші за розмірами вкрапленики, які доводилось спостерігати авторам, сягали 30 x 10 см.

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 вживають різні терміни, наведені нижче.

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

Сідеронітова структура характеризується відносним ідіоморфізмом фемічних мінералів і ксеноморфним характером рудних мінералів, які кристалізуються останніми і 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, в 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.

Монцонітова 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. В цій структурі польові шпати та кварц, які становлять всю масу гірської породи, утворюють дрібні зерна неправильних ізометричних обрисів. В інших випадках такі самі породи можуть мати *мікрогранітову* структуру, в 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 з 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 *мікропегматитові* 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 внаслідок хімічних реакцій) включень вмісних

порід, захоплених магматичним матеріалом. У разі достатньо інтенсивної переробки всі мінерали таких включень замінюються мінералами магматичної породи, і в ній залишаються лише "тіні" включень – дещо 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 декількох кристалів фемічних мінералів, які, ймовірно, виникали внаслідок злипання кристалів під час їхнього утворення. Такі текстури називають *гломерокристалічними*, хоча, можливо, їх правильніше було б вважати не текстурними, а структурними ознаками. Основні ефузиви, які виливались на дно водних басейнів, часто мають *кульсту будову*. Породи складаються зі сфероїдів – куль, діаметром від десятків сантиметрів до метрів. Кожний сфероїд – ніби окрема крапля розплаву, яка кристалізувалась незалежно від інших. Центральні частини сфероїдів зазвичай ліпше розкристалізовані порівняно з периферичними. Пустоти, які були попервах 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 в плутонічних породах. У випадку *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 розрізнити такі струмені і після застигання лави. *Трахітоїдні текстури* зумовлені субпаралельною орієнтацією таблицеподібних кристалів (найчастіше польових шпатів) уздовж певних площин, які відображають напрям 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.

Характеристики деяких порід займають проміжне положення між структурами та текстурами. В лавах, насичених газовими бульками, під час застигання виникає пориста, чи пемзова будова. Пори можуть бути у вигляді кульок або трубочок. У палеотипних ефузивах вони заповнені вторинними продуктами – кварцем, опалом, цеолітами. Виникають мигдалекам'яні текстури за великої кількості пустот, коли вони переважають над лавовим матеріалом, виникає пемза (пемза – "піна, зроблена з каменю").

3.3. СИЛІКАТНІ МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ

3.3.1. Ультрасновні породи

До групи ультрасновних належать породи, які містять менше 44% SiO₂. Нижня межа групи – 30% SiO₂. Породи, які містять понад 44% SiO₂, зараховують до основних, або базитів. Тому ультрасновні породи часто називають *ультрабазитами*. Ультрасновні породи мають високий вміст MgO (34–46%) та заліза (до 22%).

Ультрасновні породи поділяють на породи нормального та лужного рядів; межу між ними проводять за появою лужних мінералів, з петрохімічного погляду ця межа відповідає вмісту лугів (K₂O+Na₂O) – 1,5...2,0%. Сублужних порід серед ультрасновних не виділяють. Усі відміни з підвищеною кількістю лугів, незалежно від їхнього мінерального складу, запропоновано зараховувати до лужного ряду. В.Г. Молявко, Г.Г. Павлов, 2002 виділяють окрему групу ультрасновних порід підвищеної лужності. Порівняння провідних мінеральних парагенезисів різних відмін ультрасновних порід свідчить, що вони за мінеральним складом можуть бути поділені на три великі групи: а) породи, в яких головні породотвірні мінерали складені олівіном і піроксенами (в деяких випадках наявна рогова обманка); б) породи, де один з породотвірних мінералів представлений слюдою (найчастіше флогопітом); в) породи, в яких один з головних мінералів фельдшпатоїд або меліліт. Відповідно, разом з В.Г. Молявко і Г.Г. Павловим можна виділити три ряди – нормальний, сублужний і лужний. Породи всіх рядів поділяють на класи плутонічних і вулканічних порід. До вулканічних порід також входять гіпабісальні породи, тобто такі, які утворюють невеликі приповерхневі тіла. У межах кожного класу виділяють кілька родин гірських порід (табл. 3.3). У табл. 3.4. зведено провідні мінеральні парагенезиси найхарактерніших представників ультрасновних порід.

Таблиця 3.3

Родини ультрасновних порід

Ряди	Класи	Родини		
Нормальний	Плутонічні	Дунітів + олівінітів	Перидотитів	
	Вулканічні		Пікритів	
Сублужний	Плутонічні	Слюдяних олівінітів	Сублужних перидотитів	
	Вулканічні		Сублужних (слюдяних) пікритів	
Лужний	Плутонічні	Мелілітолітів	Ультрасновних фойдолітів	
	Вулканічні	Мелілітитів	Лужних пікритів	Ультрамафічних фойдитів

3.3.1.1. Ультраосновні породи нормального ряду. Клас плутонічних ультраосновних порід нормального ряду поділяють на дві родини: дунітів-олівінітів; перидотитів. Породи цього класу складені різними комбінаціями трьох головних породотвірних мінералів – олівіну, ортопіроксену, клинопіроксену, тобто переважно лише фемічними мінералами. Плагіоклаз може бути наявний лише у невеликій кількості як другорядний мінерал.

Родину олівінітів-дунітів поділяють на два види – олівініти та дуніти. Олівініти складаються з олівіну та магнетиту (титаномангнетиту), а дуніти з олівіну та хроміту. Незважаючи на те, що різниця в складі рудного мінералу, на перший погляд, є другорядною ознакою, дуніти та олівініти входять до складу масивів, які займають різне геологічне положення, і супроводжуються різними рудами. З олівінітами бувають пов'язані родовища заліза, а з дунітами – хрому та платини. Тому ці породи доцільно розрізняти і зачисляти до різних класифікаційних підрозділів.

Таблиця 3.4

Провідні мінеральні парагенезиси в ультраосновних породах

Ряди порід	Мінеральні парагенезиси	Плутонічні породи	Вулканічні породи
Нормальний	Ol	Дуніти, олівініти	
	Orx + Ol	Гарцбургіти	
	Orx + Ol + Crx ± (Sp, Gr)	Лерцоліти	
	Orx + Ol + Crx + Nb	Кортландити, шрісгейміти	
	Ol + Crx	Верліти	Меймечити, комагіти
	Ol + Crx + Nb		Пікрити
Сублужний	Ol + Crx + Phl	Слюдяні перидотити	Слюдяні пікрити, сублужні меймечити
	Ol + Phl	Слюдяні олівініти	Кімберліти
	Ol + Phl + Mel		Безпіроксенові лужні пікрити
Лужний	Ol ≅ Crx ± Phl > Mel ± Ne	Пікритові порфірити	Лужні пікрити
	Ol ≅ Crx ± Phl > Lc	Лампроїти	
	Ol ≅ Crx (± Phl) ≅ Mel ± Ne	Мелилітоліти	Мелилітити
	Ol (± Phl) < Mel ± Ne	(Кугдити)	Безпіроксенові мелилітити
	Crx + Ne	Фоїдоліти (якупірангітурити)	Фоїдити (нефелініти)
	Crx + Lc	Міссуріти	Лейцитити

Дуніти містять 95...97% олівіну й близько 3% хроміту. Часом хроміт утворює скупчення – шліри, в яких він кількісно переважає над олівіном. Як другорядні мінерали можуть бути наявні ортопіроксен, рідше клінопіроксен у кількості не більше 10%. Послідовність утворення мінералів: олівін → піроксен → хроміт (хромшпінелід). Макроскопічно це зеленкувато-сірі, зелені до чорних породи, які під час вивітрювання стають коричнево-бурими. Мікроструктура – панідіоморфнозерниста. У більшості випадків дуніти інтенсивно серпентинізовані; у цьому разі вони набувають характерної сітчастої структури – сітка складена серпентином, у проміжках між яким зберігаються більш чи менш змінені залишки олівіну (паралельно до змін в олівіні зменшується сила двозаломлення, найліпше ті структури простежуються за паралельних ніколів). Разом зі серпентином утворюються інші вторинні мінерали – брусит, тальк, тремоліт, карбонати. Серед серпентинітів часом трапляються тіла свіжих, несерпентинізованих дунітів, які відрізняються підвищеним вмістом Fe та Ca, а також добре вираженою спайністю в зернах олівіну. Вважають, що такі дуніти мають вторинний характер і виникли внаслідок метаморфізму серпентинітів, тобто зворотної перекристалізації серпентину в олівін. Такі дуніти називають регенерованими.

Олівініти складаються з 90% і більше олівіну. Можуть містити до 10% титаномagnetиту, часом ортопіроксену, клінопіроксену, плагіоклазу чи гранату, рогової обманки, шпінелі.

В олівінітах, які асоціюють з лужними породами, буває наявний перовскіт $[(Ca,Na,Ce)(Ti,Nb,Fe)O_3]$. Виділяють також *рудні олівініти*, які можуть містити 30...40% титаномagnetиту.

Макроскопічно олівініти – одноманітні масивні темно-сірі до чорних з зеленуватим відтінком на свіжому зламі породи, під час вивітрювання на них з'являється бура, коричнева скоринка. Мікроструктура порід – панідіоморфнозерниста, тобто всі зерна мають приблизно однаковий ступінь ідіоморфізму. За значної кількості рудних мінералів вони цементують зерна олівіну і тоді виникає сидеронітова структура. Порівняно з дунітами олівініти відрізняються дещо меншою кількістю Mg (відповідно більшою Fe та Ti) і різноманітнішим переліком домішок – розсіяних елементів. Так само, як і дуніти олівініти в більшості випадків підлягають серпентинізації і перетворенню в серпентиніти з тремолітом, карбонатом, флогопітом. Серед серпентинітів часом наявні тіла свіжих, незмінених олівінітів з порфіровидними чи пегматоїдними структурами. Вважають, що такі олівініти мають вторинний характер і виникли шляхом перекристалізації серпентину в олівін.

До *родини перидотитів* належать породи, які містять олівін і піроксени в сумірних кількостях (тобто олівіну в них менше 90%). Виділяють чотири види перидотитів: гарцбургіти, лерцоліти, верліти, роговообманкові перидотити. У кожному з цих видів ще можна виділити різновиди за наявністю другорядних (<10%) мінералів – плагіоклазові перидотити (перехідні до

габроїдів), слюдяні перидотити з флогопітом чи біотитом (проміжні між перидотитами нормального й сублужного рядів), гранатові перидотити (доволі рідкісні породи з гранатом піропового складу).

Гарцбургіти складаються з олівину (40...90%) та ортопіроксену (10...60%). У невеликій кількості можуть містити клінопіроксен, рогову обманку, хромшпінелід. Зовнішньо вони мало відрізняються від дунітів, з якими часто утворюють спільні масиви. Мікроструктура – панідіоморфнозерниста до гіпідіоморфнозернистої, залежно від кількості піроксену. Послідовність утворення мінералів олівін → ортопіроксен (енстатит) → хромшпінелід. Внаслідок появи піроксену гарцбургіти відрізняються від дунітів дещо більшою кількістю SiO_2 та Al_2O_3 . Вторинні зміни такі самі, як у дунітах; серпентин часто утворює повні псевдоморфози по ортопіроксену, які назвали бастит.

Лерцоліти складаються з 40...80% олівину, 10...50% ортопіроксену та клінопіроксену в змінних кількісних співвідношеннях. Для лерцолітів характерна значна мінливість кількісних співвідношень усіх трьох головних породотвірних мінералів навіть в одному магматичному тілі. Від дунітів, гарцбургітів лерцоліти відрізняються світлішим відтінком сірого кольору і плямистими поверхнями вивітрювання (це пояснюється тим, що клінопіроксен значно стійкіший до серпентинізації порівняно з олівіном та ортопіроксеном). У них часто простежуються смугасті текстури внаслідок нерівномірної серпентинізації, яка відображає первинно нерівномірне, шарувате розташування породотвірних мінералів.

Оскільки в лерцолітах з'являється клінопіроксен, тобто Са-вмісний мінерал, вони містять значно більше СаО порівняно з дунітами та лерцолітами. Крім піроксенів, лерцоліти зазвичай містять 2...3% хромшпінелідів і магнетиту. Магнетит часто зміщує шпінель. Послідовність мінералоутворення олівін → ортопіроксен → шпінель → клінопіроксен. Структура – гіпідіоморфнозерниста: олівін утворює ізометричні, ортопіроксен – призматичні, а клінопіроксен – ксеноморфні зерна. Хромшпінелід містить менше Sr та Mg, ніж хромшпінеліди гарцбургітів. У слабозмінених відмінах можна спостерігати, що спочатку виникає голуба шпінель (плеонаст), пізніше його заміщує зелена (найпоширеніша) шпінель, наприкінці їх заміщує рудний мінерал.

Верліти складаються з олівину (40...90%) та клінопіроксену (10...60%), клінопіроксен здебільшого відповідає діопсиду, рідше авгіту. В невеликій кількості (<10%) можуть бути наявні ортопіроксен, рогова обманка, шпінель, магнетит. Порядок виділення мінералів олівін → клінопіроксен → шпінель або магнетит → бура рогова обманка. Структура порід гіпідіоморфнозерниста або пойкилітова – в роговій обманці або піроксені містяться включення олівину. Зовнішньо – це темно-сіро-зелені породи з масивною або так званою псевдопорфіроподібною структурою – незмінений клінопіроксен збері-

гається у вигляді псевдовкраплеників на фоні серпентинізованої основної маси. По клинопіроксену розвиваються тремоліт, зелена рогова обманка, хлорит, часом гранат.

Мінерали всіх перелічених відмін за складом високомагнезійні. Серед олівінів переважає форстерит, серед ортопіроксенів – енстатит, серед клінопіроксенів – діопсид. Доволі часто спостерігають вrostки ортопіроксенів у клінопіроксенах, чи навпаки, внаслідок чого такі зерна набувають проміжних кутів загасання та проміжну силу двозаломлення між моноклинними та ромбічними відмінами піроксенів. Приклади структур перидотитів подані в додатку (Додаток 2, рис. 1)

Роговообманкові перидотити містять, окрім олівіну, ортопіроксену та клинопіроксену, до 40% рогової обманки. Якщо рогової обманки буде більше, то відповідно кількість SiO_2 перевищить 44% і породи вже будуть належати до групи основних (горнблендитів з олівіном чи піроксенів з роговою обманкою). Рогова обманка в тих породах бура, зелена або безбарвна, вона заміщує олівін і піроксени, часто розвивається на границях зерен олівіну та клинопіроксену. Особливо варто виділити широкий розвиток безбарвної рогової обманки в породах цього виду та в інших (тих же лерцолітах чи верлітах), якщо вони утворюють єдину генетичну серію з роговообманковими перидотитами.

Рогова обманка часто утворює великі ксеноморфні зерна, які містять повністю серпентинізовані пойкилітові включення олівіну, по ній розвиваються актиноліт, хлорит, часом флогопіт.

Як акцесорні мінерали зазвичай наявні шпінель, титаномagnetит, апатит, плагіоклаз.

За співвідношеннями піроксенів серед роговообманкових перидотитів розрізняють *кортландити*, в яких ортопіроксен переважає над клінопіроксеном, та *шрисгейміти*, де співвідношення піроксенів зворотні. У випадку виділення роговообманкових перидотитів виникає проблема, пов'язана з тим, що ніколи не можна чітко визначити, чи рогова обманка є первинномагматичною, чи виникла внаслідок реакції між олівіном, піроксеном і розплавом (такі мінерали називають епімагматичними), чи вторинним (постмагматичним) мінералом. У першому випадку, тобто коли рогова обманка є магматичним мінералом, породи треба розглядати як "нормальні" роговообманкові перидотити. Якщо рогова обманка є вторинним мінералом, то такі породи доцільно вважати амфіболізованими лерцолітами чи якимись іншими різновидами ультраосновних порід.

Ультраосновні плутонічні породи відомі практично у всіх регіонах: на континентах і в океанах. Вони трапляються у двох формах – у вигляді самостійних масивів, а також як найбільш високотемпературні похідні (диференціати) магматичних розплавів кислішого (переважно основного) складу. Серед масивів, повністю складених ультраосновними породами,

найпоширеніші дуніт-гарцбургітові, розміри яких сягають перших сотень квадратних кілометрів. У таких масивах кількісно переважають гарцбургіти, а дуніти утворюють досить невеликі тіла, синхронні або більш пізні, тобто такі, що мають активні контакти з гарцбургітами. Подібні масиви традиційно називають *альпінотипними*, вони мають смугасту будову, здебільшого інтенсивно серпентинізовані й трапляються в складчастих зонах у зв'язку з глибинними розломами.

Увагу дослідників завжди привертала майже повна відсутність високотемпературних приконтактних змін у вмисних породах. Зараз можна вважати доведеним, що у більшості випадків гарцбургітові масиви представляють тектонічні пластини, які є у "вторинному" заляганні. В них постійно простежуються структури дроблення мінералів, які свідчать про те, що ці породи підлягали інтенсивним тектонічним деформаціям ще до вкорінення на сучасне місце залягання. З масивами альпінотипних гіпербазитів часто пов'язані родовища хроміту, хризотил-азбесту (тобто волокнистого серпентину), тальку. Класичний регіон розвитку масивів альпінотипних гіпербазитів – Урал. У межах України незначні масиви цього типу відомі в Середньому Придніпров'ї.

Другий за поширенням тип – це лерцоліти. Як другорядні члени вони входять до складу дуніт-гарцбургітових масивів, а також утворюють невеликі самостійні масиви. Серед них переважають шпінелеві лерцоліти, зрідка трапляються гранатові лерцоліти. Лерцоліти переважають також серед уламків ультраосновних порід, піднятих з дна океанів у районах серединно-океанічних хребтів. Верліти, порівняно з іншими різновидами, трапляються значно рідше; самостійні масиви олівініт-верлітового складу відомі лише на узбережжі Тихого океану (Далекий Схід).

Окрім самостійних масивів, ультраосновні породи часто входять до складу магматичних асоціацій з породами іншого складу. Відповідно, розглядаючи певні групи порід, ми ще будемо повертатись і до ультраосновних.

Як бачимо, ультраосновні плутонічні породи нормального ряду складені лише фемічними (мафічними) мінералами. Тому такі породи називають ще *ультрамафічними*. В природі існують також інші породи, складені темnobарвними мінералами – це *піроксеніти*. Вони також ультрамафічні, але кількість SiO_2 в них перевищує 44%, тобто вони не ультраосновні, а основні. Тому ці два поняття ультраосновні (ультрабазити) – основні (базити) та ультрамафічні – мафічні породи треба розрізняти. В першому випадку розподіл проводять за хімічним, в другому – за мінеральним складом і класифікаційні межі між підрозділами, виділеними за тими двома ознаками, між собою не збігаються. У попередніх класифікаціях піроксеніти розглядали разом з перидотитами, тепер їх розглядають разом з габроїдами. Тому в різних класифікаціях піроксеніти потрапляють у різні систематизаційні підрозділи.

Для визначення назв конкретних ультрамафічних порід дуже зручною є трикутна діаграма “олівін–клінопіроксен–ортопіроксен” (див. рис. 3.2)

Клас ультраосновних вулканічних порід нормального ряду. Всі такі породи об’єднані в одну *родину пікритів*, де виділяють три види: меймечити, власне пікрити та коматїти.

Меймечити – порфірові ефузиви, складені з темно-сірої до чорної основної маси, на фоні якої містяться від 20 до 80% вкраплеників олівіну. Розмір вкраплеників може сягати 2...5 см по довжині. Основна маса склувано-вітрофірова або розкристалізована. В останньому випадку вона складається з моноклінного піроксену – авгіту, титаноавгіту та рудних мінералів – хроміту, титаномagnetиту. Первинні мінерали значною мірою заміщені серпентином і хлоритом. Крім ефузивів, меймечити утворюють туфи – відклади вулканічного попелу та уламки більших розмірів (лапілі), зцементовані вулканічним склом.

Власне пікрити – темно-зелені до чорних породи, які відрізняються від меймечитів більш кислим складом – у них більше SiO_2 , Al_2O_3 , FeO і, відповідно, менше MgO . Ці відмінності простежуються у тому, що в складі порфірових вкраплеників, окрім олівіну, наявні клінопіроксен (діосид-авгіт, авгіт, титаноавгіт), зрідка рогова обманка, біотит чи флогопіт. Кількість вкраплеників коливається від 30 до 70%, розміри можуть сягати 5...8 см. Основна маса представлена склом або дрібнозернистим агрегатом мікролітів піроксену, олівіну, часом у невеликій кількості наявний основний плагіоклаз або рогова обманка. Акцесорні мінерали – хромшпінелід, магнетит, сульфід. Структура порід порфірова, часом пойкилітова – в клінопіроксені містяться вclusions олівіну, або піроксен та рогова обманка утворюють облямівки навколо олівіну, внаслідок чого виникають друзитові структури. Здебільшого основна маса пікритів інтенсивно серпентинізована та хлоритизована. Тут же наявні біотит або флогопіт, які, очевидно, також є вторинними мінералами.

Загалом пікрити трапляються в двох глибинних фаціях – вулканічній і гіпабісальній (субвулканічній). Вони утворюють потоки масивних або кулястих лав, товщі вулканічних брекчій, туфів потужністю до перших десятків метрів. У більшості випадків виверження пікритів відбувалося в підводних умовах, але на Камчатці виявлено окремих пікритовий вулкан, діаметр якого становить 5,5 км.

Крім того, пікрити утворюють сили та дайки. Від вулканічних пікритів гіпабісальні відрізняються більшими розмірами та більшою кількістю порфірових вкраплеників. Якщо в ефузивних пікритах їхня кількість не перевищує 30%, то в гіпабісальних вона сягає 60...70%. В багатьох випадках у гіпабісальних тілах, складених основними породами, відбувалися процеси гравітаційного розшарування, які виражалися в осадженні (опусканні) кристалів олівіну та піроксену, і накопиченні їх у нижніх частинах тіл. У підсумку тут виникали також породи складу пікритів.

Коматііти, як окремий вид ефузивів ультраосновного складу, були виділені недавно – в 1970 р. Назву отримали від р. Коматі в Південній Африці. За складом практично не відрізняються від пікритів, але мають дуже характерну структуру, яка свідчить про швидке застигання розплаву. В них виникають скелетні дендритоподібні або голчасті кристали олівіну та клінопіроксену, які плавають в тонкозернистій основній масі, складеній вулканічним склом або дрібними скелетними кристалами піроксену, дендритовидними кристалами хромшпінеліду та магнетиту.

Розміри скелетних вкраплеників можуть бути від мікроскопічних до 5 см у довжину, можуть утворювати або окремі кристали, або складні зростки, пакети, які перехрещуються між собою, але здебільшого орієнтовані перпендикулярно до поверхні лавового потоку. Такі структури назвали “спініфлекс”, за назвою трави в Австралії, на яку вони подібні. Виникнення їх завдяки швидкому охолодженню підтвердилося експериментально для багатих магнієм силікатних розплавів.

У свіжому вигляді коматііти – темно-зелені породи, часто з шаровою окремістю, зовнішній вигляд яких залежить від розміру порфірових вкраплеників – в одних випадках порфірову структуру добре видно макроскопічно, в інших – її можна побачити лише під мікроскопом. Макроскопічно такі породи виглядають як офірові. Вкрапленики та мінерали основної маси сильно змінені вторинними процесами, заміщені серпентином, хлоритом, тремолітом, актинолітом, тальком. Проте реліктова структура спініфлекс у них зберігається доволі виразно і це допомагає чітко їх розпізнавати.

За структурними ознаками виділяють два різновиди коматіітів: з олівіновими спініфлекс-структурами, з піроксеновими спініфлекс-структурами. Олівінові спініфлекс-структури трапляються переважно в докембрії, – в фанерозі, але бувають і серед докембрійських утворень. Коматііти – це лавові потоки зазвичай з кулястою поверхнею, що свідчить про їхнє утворення у підводних умовах. Рідше трапляються коматіітові дайки та сили. У верхніх, приповерхневих частинах потоків, натрапляємо на спініфлекс-структури. Коматііти відомі в складі докембрійських комплексів Африки, Австралії, Канади, де з ними пов’язані значні родовища нікелю. Відомі вони також на Українському щиті, в Середньому Придніпров’ї.

3.3.1.2. Ультраосновні породи сублужного ряду. Серед плутонічних порід підвищеної лужності за [В.Г. Малявко, Г.Г. Павлов, 2002] виділяють *родини слюдяних олівінітів і сублужних перидотитів*. Серед них найбільше поширені слюдяні відміни. *Слюдяні перидотити* та *олівініти* відрізняються від однойменних порід нормального ряду постійною наявністю флогопіту, кількість якого становить 30...60%. Відповідно, виділяють слюдяні олівініти, складені з олівіну (30...70%) та флогопіту (15...60%), слюдяні перидотити (30...60% олівіну, 10...40% клінопіроксену, 20...60% флогопіту), гранат-слю-

дядні перидотити, в яких замість піроксену наявний гранат (10...30%). Другорядні мінерали в них представлені мелілітом, монтчелітом, перовскітом, амфіболом, шпінеллю. Часом вони містять до 20% апатиту. Порооди часто інтенсивно серпентинізовані, карбонатизовані. В природі вони утворюють невеликі штоки, дайки, кулеподібні, трубчасті тіла, а також трапляються у вигляді включень серед кімберлітів (див. далі).

До самостійного виду належать *кімберліти*, які є головними постачальниками на денну поверхню винесених з глибин алмазів. Кімберліти – це порфірові, нерідко подібні до брекчії інтенсивно змінені (серпентинізовані, карбонатизовані) породи, колір яких залежно від інтенсивності та характеру змін може бути чорним, світло-сірим, голубим, зеленим, жовтим. В Африці, в пошуках алмазів, використовували першу ознаку – голубий колір. Вкрапленики в кімберлітах складені серпентинізованим олівіном, в меншій кількості – флогопітом, клінопіроксеном, ільменітом, гранатом (піропом). Основна маса – тонкозерниста, складена мікролітами олівіну, клінопіроксену та флогопіту другої генерації, кальцитом, доломітом, серпентином, хлоритом. Кількість олівіну в породах коливається від 25 до 60%.

Суттєві особливості кімберлітів такі: а) первинномагматичне походження кальциту, який утворює видовжені лейстоподібні таблички; б) висока магнезіальність мінералів – супутників (наявність магнезівого гранату – піропу, магнезівих олівінів – форстериту та хризотилу, магнезівого ільменіту – пікроільменіту; в) постійні ознаки механічних деформацій і дроблення вкраплеників олівіну та флогопіту, які свідчать про те, що вони існували вже на час підйому магми у верхні горизонти; г) постійна наявність кристалів і уламків чужорідних мінералів (так званих ксенокристалів), а також включень порід, захоплених кімберлітом. Типові кімберліти містять до 25% включень. За більшої кількості таких включень виділяють *кімберлітові туфи* та *кімберлітові брекчії*, в яких уламки винесених з глибини порід зцементовані кімберлітовим матеріалом.

Серед уламків переважають включення порід осадового чохла, менше трапляються породи кристалічного фундаменту, рідше породи та мінерали, винесені з мантиї. Такі уламки також постійно мають сліди механічних деформацій. Серед ксенокристалів найбільше поширені флогопіт, піроп, хромшпінеліди, кліно- та ортопіроксени, циркон, алмаз.

Щодо ролі піроксену та алмазів думки дослідників розходяться. Деякі вважають характерною ознакою кімберлітів повну відсутність піроксенів, інші, навпаки, зараховують піроксени до первинномагматичного парагенезису. Певні геологи вважають алмази складовою частиною кімберлітів, інші – захопленим, ксеногенним мінералом [А. А. Фролов та ін., 2005]. Взагалі алмази трапляються менше, ніж в 3% відомих тіл кімберлітів, а їхній вміст не перевищує сотисячних часток відсотка від загального об'єму породи. Сьогодні алмаз синтезують штучно, а природні алмази цікаві як ювелірні

прикраси. Найбільший із відомих алмазів Куллінан важить близько 600 г, і вартість його дорівнює вартості 94 т золота [А. А. Фролов та ін., 2005].

Сублужні вулканіти об'єднують у родину сублужних пікритів. Серед пікритів виділяють два головні різновиди – піроксен-роговообманковий і біотито (чи флогопіто)-вмісний пікрит, який містить до 10% слюди. Пікрити першого різновиду належать до нормального ряду й описані вище. Пікрити другого різновиду називають ще *слюдяними пікритами*. Кількість слюди в них становить 10...30%. Близькі до них за складом *сублужні меймечити*, які містять до 10% слюди. Порівняно з пікритами нормального ряду вони збагачені Al_2O_3 , CaO та лугами. Пікрити з підвищеною кількістю слюди утворюють зазвичай гіпабісальні інтрузивні тіла – сили, дайки – і дуже рідко трапляються у складі лав.

3.3.1.3. Ультраосновні породи лужного ряду. До лужних належать ультраосновні породи, які містять в своєму складі, крім олівіну та піроксену, фельдшпатоїди (нефелін, лейцит) або меліліт $[(Ca,Na)_2(Mg,Al)(Si,Al)_2O_7]$. Це один з членів ізоморфного ряду мінералів з радикалами $[Al_2SiO_7]$ до $[MgSi_2O_7]$. Макроскопічно – це білий або слабозабарвлений мінерал. Зазначимо таке: якщо ультраосновні породи нормального ряду складені винятково темнобарвними фемічними мінералами, то ультраосновні лужні породи постійно містять салічні мінерали і мають світліше загальне забарвлення, хоча кількість SiO_2 в них не перевищує 44%. Кількість лугів у них понад 1...2% і може сягати 20%. Підвищена кількість лугів зумовлює також появу в цих породах слюд, зокрема флогопіту. Так само, як і породи нормального ряду, лужні ультрабазити поділяють на плутонічні й вулканічні. Прийнято розрізняти: плутонічні породи з мелілітом називають *мелілітолітами*, а вулканічні – *мелілітитами*. Фельдшпатоїди ще називають по-іншому *фоїдами*. Відповідно, плутонічні породи з фельдшпатоїдами називають *фоїдолітами*, а вулканічні – *фоїдитами*. Порівняно з іншими групами ультраосновні лужні породи трапляються досить рідко, але через різноманітність мінералів, які входять до їхнього складу, кількість запропонованих назв для них дуже велика. Чимало назв відповідають різновидам, відомим лише в одному якомусь регіоні, тому розглянемо найпоширеніші різновиди.

Клас плутонічних лужних гіпербазитів поділяють на дві родини – *родину мелілітолітів* і *родину ультраосновних фоїдолітів*.

Мелілітоліти містять від 50% до 95% меліліту. Інші породотвірні мінерали – клинопіроксен (діопсид, рідше авгіт), олівін, нефелін. Залежно від кількісних співвідношень тих мінералів серед мелілітолітів виділяють різновиди (ункомпагрит, тур'їт та ін.). Мелілітоліти постійно містять титаномангнетит, гранат (меланіт, андрадит, гросуляр), монтічеліт (кальцієвий гомолог олівіну – $[CaMgSiO_4]$) та вторинні мінерали – флогопіт, кальцит, тремоліт, цеоліти, канкриніт, воластоніт, везувіан та ін. Макроскопічно мелілітоліти –

сірі породи зі скляним блиском, зовні нагадують кварцити. Характерна особливість всіх нефеліновмісних порід, у тім числі мелітолітів, – що під час вивітрювання вони покриваються бурою скоринкою з заглибинами (дірками), які виникають внаслідок розкладання нефеліну. Мелітоліти – породи рівномірно-, середньозернисті. Найбільш ідіоморфним у них є олівін, за ним – клинопіроксен, який утворює видовжені призми. Меліт утворює ксеноморфні зерна в інтерстиціях, тобто такі породи мають гіпдіоморфнозернисті структури. Мелітоліти суттєво відрізняються від інших магматичних порід за хімічним складом. Для них характерні найнижчий вміст кремнезему (близько 32%) та найвищий вміст СаО (до 35%).

Ультраосновні *фоїдоліти* за складом відповідають комбінаціям двох головних породотвірних мінералів – клинопіроксену та нефеліну (рідко лейциту). В кількості від 0% до 15% фоїдоліти можуть містити олівін. Порівняно з мелітолітами фоїдоліти більш збагачені SiO_2 (40...44%), тобто наближаються до межі між ультраосновними та основними породами. Відповідно, це позначається і на їхньому геологічному положенні – якщо мелітити входять до складу магматичних комплексів, утворених лише ультраосновними породами, то фоїдоліти можуть входити до складу ультраосновних комплексів і асоціювати з основними породами.

За співвідношенням лугів фоїдоліти можуть належати до натрієвої чи калієвої лінії. Фоїдоліти натрієвої лінії складені комбінацією клинопіроксену (авгіту, діопсид-авгіту) та нефеліну. Залежно від кількісних співвідношень цих мінералів їх поділяють на чотири види: *якупірангіти*, *мельтейгіти*, *ійоліти* та *уртити*. Якупірангіти містять до 90% клинопіроксену та до 10% нефеліну. Для уртитів характерні зворотні співвідношення – нефелін становить понад 70%, а клинопіроксен менше 20%. Відповідно, мельтейгіти та ійоліти є проміжними відмінами, оскільки в мельтейгітах кількісно переважає клинопіроксен, а в ійолітах – нефелін.

У випадку, коли К переважає над Na, то в породах виникає лейцит, а нефелін може бути наявний як другорядний мінерал у кількості 0...10%. Такі клинопіроксенові породи отримали назву *місуритів*. Піроксен у них представлений авгітом і кількісно переважає над лейцитом. Додаткові мінерали – олівін, нефелін, анальцим, цеоліти, біотити. Це дуже рідкісні породи, які відомі лише в трьох місцях. У США (штат Монтана) вони охоплюють шток розміром 4×0,5 км; крім того, у вигляді уламків в вулканічних брекчіях вони трапляються в Італії та Східному Сибіру (Алданський щит).

Структура порід гіпдіоморфнозерниста, але ступінь ідіоморфізму мінералів залежить від кількісних співвідношень. Якщо в породі переважає нефелін, то його кристали більш ідіоморфні порівняно з піроксеном, якщо переважає піроксен, то структурні співвідношення мінералів зворотні. Піроксен нерідко зональний – внутрішні частини зерен складені піроксенами нормальної лужності – діопсидом чи авгітом, а в зовнішніх зонах

з'являється домішка егіринової молекули, і такі зони відповідають піроксенам перехідного складу – егірин-діопсиду, егірин-геденбергіту. Кількість егіринової молекули в піроксенах зростає паралельно до збільшення кількості нефеліну в породі до появи егірину в уртитах. Загалом в ультраосновних і основних породах підвищена лужність виражається у появі лужних салічних мінералів (фельдшпатоїдів, меліліту) й мало позначається на складі фемічних мінералів (тут переважають піроксени нормальної лужності). В лужних породах кислого складу співвідношення зворотні – тут з'являються, передовсім лужні темнобарвні мінерали-піроксени та амфіболи, а лужних салічних може не бути взагалі.

З другорядних мінералів у цих породах можуть бути наявні залізистий біотит (лепідомелан), лужні амфіболи (гастингсит, керсутит), гранат, кальцит, калієвий польовий шпат та ін. В породах з великою кількістю нефеліну зазвичай наявні й інші фельдшпатоїди – канкриніт, содаліт, анальцим. Цікаво, що кальцит тут може бути первинно магматичним, тобто утворюватись безпосередньо з магматичного розплаву.

Колір і зовнішній вигляд тих порід залежать від співвідношень піроксену та нефеліну. Зі збільшенням кількості нефеліну колір порід стає світлішим, а самі кристали нефеліну набувають чітко вираженої таблицеподібної форми і в них все чіткіше виявляється субпаралельне орієнтування, тобто виникає трахітоїдна текстура. Нерідко відокремлюються шліри та смуги дещо різного складу, що можна розглядати як початкові стадії псевдостратифікації.

Клас вулканічних ультраосновних лужних порід

Серед цих порід виділяють три родини: ультраосновні фоїдити, меліліти, лужні пікрити. Розрізняють їх за тим, що в лужних пікритах, так само як і в пікритах нормальної лужності, головними породотвірними мінералами є олівін і клінопіроксен, а другорядними – фельдшпатоїди, меліліт або слюди. В мелілітитах головним мінералом, зрозуміло, є меліліт, а олівін і клінопіроксен – другорядні. В ультраосновних фоїдитах головним мінералом є якийсь з фельдшпатоїдів. Усі ці відмінності зумовлені головно коливаннями кількісних співвідношень піроксену та фельдшпатоїдів, тоді як кількість олівіну у всіх різновидах залишається приблизно постійною – 25...30%.

Ультраосновні фоїдити – найпоширеніші відміни серед лужних вулканітів. Провідний мінеральний парагенезис у них представлений клінопіроксеном та якимось із фельдшпатоїдів. Відповідно до складу фельдшпатоїдів виділяють *нефелініти*, *лейцитити*, *анальциміти*. Піроксени та фельдшпатоїди перебувають у змінних кількісних співвідношеннях, хоча частіше переважають піроксели (такі відміни називають меланефелініти, мелалейцитити). Як другорядні мінерали можуть бути наявні олівін, біотит, меліліт, флогопіт, амфібол. Сумарна кількість темнобарвних мінералів у меланократових відмінах сягає 80...90%.

Усі ці породи темно-зеленого до чорного кольору зі склуватою або дрібнозернистокристалічною основною масою, на фоні якої добре видно порфірові вкрапленики, складені піроксеном (діопсидом, авгітом, титан-авгітом, егірін-авгітом), магнезіальним олівіном і тим із фельдшпатоїдів, який кількісно переважає. Доволі часто вкрапленики орієнтовані субпаралельно, часом зібрані в смуги, підкреслюють флюїдальну чи трахітоїдну текстуру породи. Основна маса в них представлена вулканічним склом або дрібнозернистим агрегатом клінопіроксену та фельдшпатоїдів. Часто основна маса інтенсивно змінена – серпентинізована, карбонатизована. По лейцититу звичайно утворюються псевдоморфози, складені сумішшю дрібних зерен нефеліну, ортоклазу, альбіту.

Мелілітити складені мелілітом, клінопіроксеном, олівіном. За кількісними співвідношеннями мінералів серед них виділяють два види: власне мелілітити, в яких переважають клінопіроксен (до 60%) і меліліт (10...30%) і так звані безпіроксенові мелілітити, в яких переважають меліліт (30...60%) та олівін (5...25%). Піроксен у таких відмінах трапляється в кількості до 5%. У всіх відмінах у змінних кількостях (від перших відсотків до 30%) наявні фельдшпатоїди, біотит та флогопіт. Мелілітити – темно-сірі до світло-сірих породи афірової або порфірової будови. Вкрапленики складені ідіоморфними зернами трьох найбільш поширених мінералів, в основній масі може зберігатись вулканічне скло, або ж вона представлена дрібнозернистим агрегатом усіх названих мінералів, до яких також додаються рудні (хроміт, титаномagnetит) та акцесорні (апатит, перовскіт, гранат) мінерали.

Лужні пікрити складені олівіном (понад 25%) і клінопіроксеном (20...50%), до яких приєднуються певні фельдшпатоїдні мінерали в кількості до 20...30%, а також перовскіт, амфібол, біотит і флогопіт. Залежно від складу найбільше поширеного фельдшпатоїдного мінералу виділяють *мелілітові пікрити*, *нефелінові*, *лейцитові пікрити*. Олівін переважно утворює порфірові вкрапленики, в невеликій кількості він трапляється в основній масі. Клінопіроксен (титанистий авгіт) є у вигляді вкраплеників і в основній масі. Фельдшпатоїди утворюють дрібні зерна в основній масі. Тут же наявний монтічеліт (кальціолівін), який може утворювати облямівки навколо олівіну.

Зокрема, представниками лужних пікритів є *лампроїти*. Спочатку вважали, що вони належать до лампрофірів; до самостійної групи їх стали зараховувати досить недавно в зв'язку з тим, що була доведена їхня потенційна алмазоносність. Це порфірові породи, вкрапленики яких складені олівіном, зрідка хромшпінелідом, а основна маса – дрібнозернистим агрегатом олівіну другої генерації, діопсидом, флогопітом, лейцитом (переважно зміненим на псевдолейцит), вулканічним склом (нерідко основна маса повністю заміщена серпентином). Лампроїти можуть утворювати невеликі ефузивні

виливи, дайки, шароподібні інтрузивні тіла, а також трубки вибуху, з якими пов'язані алмази.

До цієї ж групи належать так звані *безпіроксенові лужні пікрити*. Вони містять від 25 до 50% порфірових вкрапленників, складених переважно олівіном, у невеликій кількості флогопітом. Основна маса складена дрібними кристалами олівіну та флогопіту другої генерації, монтічелітом, хлоритом, кальцитом, серпентином, біотитом. Ці породи доволі подібні до кімберлітів. Як і в кімберлітах у них повністю відсутній піроксен, проте на відміну від кімберлітів тут постійно наявні меліт та (або) нефелін. Це пояснюється хімізмом – безпіроксенові пікрити містять дещо більше лугів, ніж кімберліти і за сумою лугам відповідають нижньої межі лужних ультраосновних порід. За складом серед них виділяють монтічелітові, мелітові, флогопіт-кальцитові різновиди. Саме цей різновид найбільше наближається до кімберлітів. Пікрити здебільшого інтенсивно змінені, серпентинізовані, карбонатизовані й часом містять кристали алмазу, кількість яких не сягає промислових концентрацій.

Пікрити утворюють дайки, штоки, сили, трубки вибуху. Залежно від кількості уламків вмісних порід у таких трубках виникають або еруптивні брекчії (коли пікрит переважає над уламками) або брекчії дроблення (коли уламки зцементовані пікритовим матеріалом). Тіла безпіроксенових лужних пікритів, з одного боку, часто асоціюють з лужно-ультраосновними комплексами та карбонатитами, в інших випадках – з кімберлітами.

3.3.2. Основні породи

До основних належать породи з вмістом SiO_2 44...53% ($\pm 2\%$). За лужністю основні породи поділяють на три ряди – *нормальний*, *сублужний* і *лужний*. За межу між нормальними та сублужними породами приймають вміст $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, який відповідає 2,5% для порід з вмістом 44% SiO_2 і поступово збільшується до 5% паралельно зі зростанням кількості SiO_2 до 53%. Породи нормального ряду складені плагіоклазом і переважно піроксенами. Зі зростанням кількості лугів вище зазначеної межі в породах можуть бути наявні калійовий польовий шпат, титанавгіт, баркевіт, нижче цієї межі може бути наявна незначна кількість кварцу, нерідко перелічених мінералів може не бути, і єдиним надійним критерієм розрізнення нормальних і сублужних порід залишаються дані хімічного аналізу.

Перехід від сублужних порід до лужних відповідає появі в породах фельдшпатоїдів і (або) піроксенів, що містять домішку егіринової молекули (егіринавіт). Породи нормального та лужного рядів поділяють на класи *плутонічних* і *вулканічних*, у межах кожного з яких виділяють родини (табл. 3.5). У табл. 3.6. подано провідні мінеральні паргенезиси найхарактерніших представників основних порід.

Таблиця 3.5

Родини основних порід

Ряди	Класи	Родини		
Нормальний	Плутонічний	Піроксентів-горнблендитів		
	Вулканічний	Габроїдів		
Сублужний	Плутонічний	Пікробальзатів	Базальтів	
	Вулканічний	Сублужних базальтів-трахібазальтів		
Лужний	Плутонічний	Основних фойдолітів	Лужних габроїдів	Основних фельдшпатовідних сієнітів
	Вулканічний	Основних фойдитів	Лужних базальтоїдів	Основних фонолітів

Таблиця 3.6

Мінеральні парагенезиси в породах основного складу

Ряди	Мінеральні парагенезиси	Плутонічні породи	Вулканічні породи
Нормальний	Срх (±Ol ±Pl) Orx (±Ol ±Pl) Срх+Orx (±Ol ±Pl) Нб (±Срх±Orx)	Клінопіроксеніти Ортопіроксеніти Вебстерити Горнблендити	
	Pl+Срх (±Ol) Pl+Orx (±Ol) Pl+Срх+Orx (±Ol) Pl+Ol (±Срх±Orx) Pl (±Срх±Orx±Ol) Pl+Нб	Габро Норити Габронорити Троктоліти Анортозити Амфіболові габро	Пікробазальти, толейтові базальти Вапнисто-лужні базальти
Сублужний	Pl+Срх+Ol (±Fsp)	Сублужні габроїди	Сублужні базальти, трахібазальти
Лужний	Pl+Срх+Ne (±Ol) Pl + Срх + Anc (± Ol ± Ne) Pl + Срх + Lc (± Fsp ± Ol) Pl + Срх + Ne + Fsp (±Ol) Pl + Срх + Lc + Fsp (±Ne)	Тераліти Тешеніти Есексити	Нефелінові тефрити Лейцитові тефрити Нефелінові трахібазальти Лейцитові трахібазальти
Перехідні до у/о лужних	Anc+Срх+Fsp (±Ol) Ne+Срх+Fsp (±Ol) Lc+Срх+Fsp+Ol	Польовошпатові та уртити	Анальциміти Польовошпатові нефелініти Польовошпатові лейцитити
Перехідні до середніх лужних	Fsp + Срх + Ne (± Pl ± Ol) Fsp + Срх + Lc (± Pl ± Ol) Fsp+Срх (±Ne ±Ol)	Рісчорити Шонкініти	Нефелінові мелафоноліти Лейцитові мелафоноліти

3.3.2.1. Основні породи нормального ряду. Клас плутонічних основних порід нормального ряду поділяють на родини піроксенітів – горнблендитів і габроїдів. *Піроксеніти* та *горнблендити* – темно-зелені до чорних, переважно середньозернисті, масивні породи з панідіоморфно-зернистою мікроструктурою. Первинні мінерали заміщені хлоритом, актинолітом, серпентином (у піроксенітах), тремолітом (у горнблендитах).

У трубках кімберлітів часто трапляються винесені з великих глибин ксеноліти піроксенітів, які містять гранат. Наявність гранату в таких породах вважають показником високого тиску. В Чехії такі гранатові піроксеніти відомі в корінному заляганні. Як окремих різновид виділяють *рудні клінопіроксеніти*, які містять до 30% титаномagnetиту та магнетиту. У таких породах рудні мінерали ніби цементують піроксени, структури, які у цьому разі виникають, називають сідеронітовими (додаток 2, рис. 2-Б, 2-В).

Отож, класифікаційно та геологічно піроксеніти та горнблендити займають проміжне положення між ультраосновними породами – перидотитами та габроїдами. Відсутність у них плагіоклазу зближує їх з ультраосновними породами, у більшості попередніх класифікацій піроксеніти та горнблендити розглядали як ультраосновні породи. Однак кількість SiO_2 в піроксенітах і горнблендитах коливається в тих самих межах, що в основних породах, які містять плагіоклаз, – від 44% до 53%. Пояснюється це тим, що кількість Si стосовно інших елементів однакова в формулах плагіоклазу та піроксену. Це зумовлює широкі можливості взаємозаміни цих мінералів без суттєвої зміни загального хімічного складу. Результатом такої взаємозаміни є значна кількість відмін основних порід, які виділяють за різними кількісними співвідношеннями мінералів.

Габроїди. Головними породними відмінами родини габроїдів є *габро* (мінеральний парагенезис – плагіоклаз + клінопіроксен), *норити* (плагіоклаз + ортопіроксен), *габронорити* (плагіоклаз + клінопіроксен + ортопіроксен), *троктоліти* (плагіоклаз + олівін), *амфіболові габро* (плагіоклаз + рогова обманка), *анортозити* (плагіоклаз ± фемічні мінерали – кліно- та ортопіроксен ± олівін). Крім перелічених мінералів, у габро, норитах і габроноритах як головний може бути олівін і тоді виникають *олівінові габро* (плагіоклаз + клінопіроксен ± олівін) та ін. Кількісні співвідношення фемічних і салічних мінералів коливаються в широких межах, що зумовлює необхідність розрізняти меланократові, мезократові та лейкократові відміни перелічених різновидів. Винятком серед цих порід є анортозити (їх ще називають плагіоклазитами), які містять не більше 5% піроксенів та олівіну.

Відміни, які містять 5...20% темнобарвних мінералів, називають *габро-анортозитами*. Досить рідко трапляються *ферогабро*, складені з плагіоклазу та рудних мінералів (магнетиту, титаномagnetиту), *корсити* або *кулясті габро*, в яких на фоні одноманітної основної маси відокремлені кулі діаметром до 5 см і більше, складені чергуванням плагіоклазових і піроксенових або амфіболових оболонки.

Габроїди – дрібнозернисті до пегматоїдних (у природі відомі *габропегматити*, розміри їхніх кристалів сягають 10 см і більше), рівномірно-зернисті до різкопорфіроподібних (в анортозитах трапляються вкрапленики плагіоклазу розміром до 30 см по довгій осі). Колір порід може змінюватись від чорного (для піроксенітів) до білого (для анортозитів). Трапляються коричневі, зелені, фіалкові, бузкові відміни. Вважають, що колір породи залежить від включень рудних мінералів у плагіоклазі, але, наприклад, проведені авторами дослідження розсіяних елементів у плагіоклазах різного кольору не виявили відмінностей між ними. Особливо гарний вигляд мають чорні анортозити з іризацією плагіоклазів завдяки вроскам мінералів заліза по тріщинах спайності плагіоклазу. Текстури габроїдів – масивні, такситові, смугасті до косошаруватих.

Мікроструктури порід безпосередньо залежать від кількісних співвідношень плагіоклазів і піроксенів. Загальне правило – якого мінералу більше, той утворює ідіоморфні кристали, що, очевидно, пояснюється більш ранньою кристалізацією цього мінералу. Структури, за яких плагіоклаз утворює ідіоморфні таблиці, а піроксен виповнює проміжки, називають *офітовими*. За зворотних співвідношень виникають гіпідіоморфно-зернисті, якщо плагіоклаз і піроксен приблизно однаково ідіоморфні – структуру називають *габровою*. За двостадійної кристалізації мінерали першої генерації зберігаються у вигляді включень у мінералах наступної генерації, такі структури називають *пойкілітовими* (додаток 2, рис. 2, а, рис. 3).

Склад плагіоклазу в габроїдах коливається від лабрадору до бітовніту, як окремий різновид виділяють габро з анортитом (*евкритові габро*) та троктоліти з анортитом (*аліваліти*). Піроксени в габроїдах належать до авгітів, діопсидів, гіперстенів, бронзитів, рідше геденбергітів. Дуже часто моноклінні піроксени утворюють вроски в ромбічних, та навпаки, подібно до пертитових і антипертитових вросків у польових шпатах. Подекуди трапляються вроски амфіболу в піроксенах. Нерідко навколо зерен олівину виникають облямівки піроксенів (особливо в троктолітах), а навколо піроксенів – облямівки рогової обманки, біотиту, зрідка гранату. Подекуди в невеликій кількості можуть бути наявні калійовий польовий шпат і кварц. Переважно вони утворюють взаємні проростання – виникає мікропегматитовий (гранофіровий) агрегат, який виповнює проміжки (інтерстиції) між іншими мінералами. Часом калішпат може утворювати антипертитові вроски в плагіоклазі (зокрема це явище поширене в анортозитах України). Габроїди постійно містять певну кількість шпінелі, титаномагнетиту, ільменіту, апатиту.

Характерні зміни в габроїдах – амфіболізація піроксенів і сосюритизація плагіоклазу. Особливі труднощі зумовлює поява рогової обманки – ніколи не можна впевнено відповісти на питання про генезис амфіболових габро та горнблендитів – чи вони первинні, чи виникли внаслідок амфіболізації піроксенів. Рогова обманка бура або зелена.

Габроїди утворюють плутонічні тіла різних розмірів і форми – від малопотужних дайок і кулеподібних тіл до масивів розміром у сотні квадратних

кілометрів. Найхарактерніша форма для великих габроїдних масивів – це дополіти. В багатьох випадках такі масиви розшаровані. Існує два види розшарування – в одних випадках простежується перешаровування порід різними мінеральними парагенезисами, в інших – перешаровуються мела-но-, мезо- та лейкократові відміни одного мінерального складу.

Клас вулканічних основних порід нормального ряду. У зв'язку з широким розвитком вулканітів основного складу, різним ступенем їхньої розкristалізованості та пізніших змін, дослідники запровадили величезну кількість назв, які відображають особливості складу, географічне положення, геоструктурну позицію, ступінь зміненості і так далі. Більшість з цих назв застаріла і тільки ускладнює номенклатуру. В сучасній класифікації пропонують розрізняти – *базальти* (склуваті або тонкозернисті розкristалізовані слабозмінені породи вулканічного вигляду) та *долерити* (дрібнозернисті яснорозкristалізовані слабозмінені породи). Зі збільшенням зернистості долерити переходять у *габродолерити* – породи проміжного характеру між габро та долеритами. Змінені базальти раніше називали палеотипними. Тепер їх пропонують називати *метабазальтами* (тобто метаморфізованими базальтами), а змінені долерити – *діабазами*.

За складом основні ефузиви нормального ряду поділяють на дві родини: *пікробазальтів* і *базальтів*.

Пікробазальти мають високий вміст олівину (від 15 до 60%) з приблизно рівним кількісним співвідношенням піроксену та плагіоклазу. Кількість SiO_2 в них становить 44...46%, а в базальтах – 46...53%. Отже, пікробазальти більш основні і більш меланократові породи порівняно з базальтами, але їх не можна розглядати як ефузивні аналоги піроксенітів і горнблендітів, оскільки в них кількість SiO_2 може бути такою самою як у базальтах, тобто значно більшою, ніж у пікробазальтах.

Базальти поділяють на толеїтові та вапнисто-лужні. *Толеїтові базальти* складені мінеральним парагенезисом плагіоклаз + клінопіроксен ± олівін. Відповідно серед них розрізняють *олівінові базальти*, просто *базальти*, де олівін трапляється в невеликій кількості та *лейкобазальти* – збагачені плагіоклазом породи, які практично не містять олівину. Ромбічний піроксен у всіх толеїтових базальтах може бути лише як другорядний мінерал, найчастіше його взагалі немає.

Вапнисто-лужні базальти (плагіоклаз + клінопіроксен ± гіперстен) називають ще *гіперстеновими*, оскільки в них поряд з переважаючим моноклінним піроксеном (за 40%) постійно наявний гіперстен в кількості до 10%.

Толеїтові та вапнисто-лужні базальти відрізняються петрохімічними особливостями та геологічним положенням, тому і виникла потреба їх розрізняти. Толеїтові базальти формуються в умовах розтягнення земної кори в різних тектонічних режимах. Вони поширені на океанічному дні та на континентах, де пов'язані з початковими стадіями утворення геосинкліналей та з порушеннями платформеного режиму (трапи). Лужно-земельні

базальти виникають внаслідок режиму стиснення, який найчастіше супроводжується підняттями. Вапнисто-лужні базальти поширені на океанічних островах і на континентах, де найчастіше зумовлені ростом підняття у межах геосинкліналей.

За хімічним складом базальти обох груп найліпше розрізняють за співвідношеннями K_2O/TiO_2 , яке більше 0,8 – для вапнисто-лужних та менше 0,8 – у толеїтових. Крім того, вапнисто-лужні базальти – високоглиноземністі. Відношення $Al_2O_3/Fe_2O_3+FeO+MgO$ в них >1 , тоді як у більшості толеїтових базальтів – <1 . Лише толеїтові лейкобазальти мають високу глиноземність, але від вапнисто-лужних вони відрізняються підвищеною кількістю Na_2O . Відношення Na_2/K_2O у толеїтових лейкобазальтах >4 , а у вапнисто-лужних <4 ($Na_2O/K_2O=1-4$). Порівняння хімічного складу толеїтових базальтів в океанах і на континентах свідчить, що на континентах базальти збагачені SiO_2 та залізом і збіднені MgO та TiO_2 . Причина цього остаточно не з'ясована – це може бути зумовлене неоднорідністю мантії під океанами та континентами, або взаємодією розплавів з речовиною земної кори під час їхнього підйому.

За суто петрографічними ознаками всі базальти різняться мало, тому можна дати їм узагальнену характеристику.

Макроскопічно базальти – темно-сірі до чорних щільні одноманітні породи. Для них характерна стовпчаста окремість (див. рис. 3.9). Флюїдальні текстури та пори трапляються досить рідко, але окремі шари мають мигдалекам'яні пустоти, виповнені вторинними мінералами. Зокрема, у волинських базальтах в таких пустотах трапляються жеоди аметисту, прозорого кальциту, цеолітів. Якщо базальти виливаються в підводних умовах, то у верхніх частинах потоків виникає куляста окремість – під впливом різкого охолодження лава ніби розділяється на окремі “краплі”, в кожній з яких процеси застигання відбувалися окремо (такі базальти називають *подушковими лавами*).

Ступінь розкristалізації базальтів може бути різним – від чистого прозорого вулканічного скла (*гіалобазальти*) до повністю розкristалізованих відмін. Розрізняють два види скла – *сидеромеланове* й *тахіліт*.

Сидеромелан – це загартоване скло, яке утворилося внаслідок остигання слабо- або зовсім нерозкristалізованого базальтового розплаву. Колір зразка – темно-оливковий до чорного. У шліфі сидеромелан чистий, прозорий або напівпрозорий, забарвлений у різні тони зеленого, зеленувато-коричневого, зеленувато-жовтого й бежевого кольору. Іноді слабо забарвлений, майже безколірний. Середній показник заломлення – 1,6. Вкрапленики плагіоклазу, піроксену або олівину рідкісні. У великій кількості сидеромелан утворюється під час підводних і підльодових вивержень, менше в умовах різкого охолодження за субаеральних експлозій. “Волосся Пеле” – продукт лавового фонтанування базальтового розплаву – складається з сидеромелану.

Taxilit – це базальтове скло, наповнене великою кількістю найдрібніших кристалів титаномagnetиту; А.Р. Гептнер і М.А. Селезньова у 1979 р. зазначили, що у випадку виверження особливо рідких і дуже гарячих порцій магми скло містить переважно мікроліти плагіоклазу. У шліфах тахіліт непрозорий і має чорний колір. Добре помітна поруватість. Тахіліт утворюється за субаеральних вивержень.

Серед розкристалізованих базальтів трапляються афірові та порфірові відміни (порфірові називають *базальтовими порфіритами*). Кількість вкраплеників у базальтах порівняно з ефузивами іншого складу переважно невелика (до 10%) і їхні розміри також менші (перші міліметри). В деяких відмінах (особливо в гіперстенових) їхня кількість може збільшуватись до 50%, а розміри – до 1,5 см. Вкрапленики складені плагіоклазом, піроксеном, олівіном, нерідко мають скелетну форму або зональну будову. Структури основної маси залежать від ступеня розкристалізації – гіалопілітові, вітрофірові, варіолітові. В базальтах часом наявні ізометричні ділянки (глобули), складені склом з дещо більшим вмістом кремнезему. Їхні утворення пов'язують з процесами ліквідації розплаву – поділом його на частини різного складу, що не зміщуються.

В повністю розкристалізованих відмінах спостерігають мікроофітові, мікродолеритові структури – зазвичай плагіоклаз утворює витягнуті ідіоморфні таблицеподібні лейсти, в проміжках між якими затиснуті ксеноморфні зерна піроксену (додаток 2, рис. 4, 5). За складом плагіоклаз відповідає лабрадору та бітовніту (вкрапленики плагіоклазу часто мають зональну будову), серед піроксенів переважають піжоніти та піжоніт-авгіти. Олівін в основній масі трапляється рідко. В деяких відмінах долеритів і діабазів в основній масі наявні невеликі ділянки, де інтерстиції виповнені гранофіровим агрегатом кварцу та калішпату або кварцом (такі відміни називають *конгадіабази*). За вторинних змін найчастіше відбувається сосюритизація плагіоклазу та заміщення піроксенів агрегатом мінералів епідот-цоїзитової групи та хлориту.

Особливою відміною змінених базальтів є *спіліти*. У спілітів заміщуються плагіоклази альбітом і піроксени хлоритом. Усі дослідники вважають, що процеси спілітизації відбуваються в підводних умовах. Раніше альбітизацію плагіоклазів пояснювали впливом морської води (з чим пов'язували винесення кальцію та привнесення натрію), але дослідження океанічних базальтів, проведені в останні десятиліття, засвідчують, що там доволі часто трапляються практично не змінені відміни. Отже, проблема походження спілітів залишається відкритою.

Базальти в природі утворюють потоки, покриви, лавові та шлакові вулканічні конуси, тріщинні та щитові вулкани. Потужність лавових виливів у деяких місцях (Британо-Арктична провінція) може сягати 5 км. Вапністолужні базальти порівняно з толейтовими мають підвищену здатність до виверження внаслідок експлозій. У цьому разі виникають пористі уламки, які називають *вулканічними шлаками*. Такі уламки складені склом, містять від 1 до 20% вкраплеників олівіну, піроксену, плагіоклазу та від 5 до 75%

пор (пустот) розміром до 8 мм. Пористими є також верхні частини потоків подушкових лав. Характерно, що пористість у таких лавах простежується лише до глибин 100 м, на більших глибинах базальти мають щільний характер. Більш розкристалізовані аналоги базальтів – долерити та діабазити – утворюють дайки, кулеподібні гіпабісальні інтрузії – так звані сили, часом розшаровані масиви, з якими пов'язані сульфідні, мідно-нікелеві руди. Волинські базальти містять самородну мідь.

3.3.2.2. Основні породи сублужного ряду. Згідно з [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983] сублужні основні породи представлені лише вулканітами, об'єднаними в одну родину сублужних базальтів – трахібазальтів. Кількість кремнезему в межах цієї родини коливається від 44 до 53%, тому вона охоплює весь діапазон вулканітів основного складу підвищеної лужності. Сублужні плутонічні породи автори не виділяють, бо вони трапляються дуже рідко. Натомість В. Г. Молякко та Г. Г. Павлов (2002), зазначивши про рідкісність порід, усе ж виділяють родину сублужних габроїдів²⁶.

Родина сублужних габроїдів, на думку цих дослідників, охоплює титанавітове габро, калішпатове габро та деякі інші відміни²⁷. Характерними особливостями цих порід є досить кислий склад плагіоклазу (№ 30–40), наявність калієвого польового шпату в кількості до 30% в калішпатових габро та титаністість клінопіроксену. Сумарна кількість лугів у них перевищує 2,5% і може сягати 5...6 %.

Вулканіти *родини сублужних базальтів і трахібазальтів* відрізняються від базальтів нормального ряду підвищеною кількістю лугів – 2,5...9,5%, що виражається у збільшенні альбітової складової в плагіоклазах, появі анортноклазу чи санідину, егіринавіту, біотиту. Клінопіроксени можуть містити авгіт, титанавгіт, діопсид, саліт²⁸, що свідчить про різноманітність складу. Порівняно з нормальними базальтами збільшується кількість олівіну, який трапляється у вигляді порфірових вкрапленників і в основній масі.

Провідний мінеральний парагенезис родини – плагіоклаз + клінопіроксен + олівін ± калішпат. У його межах виділяють низку видів і різновидів. *Сублужні базальти* та *сублужні лейкобазальти* за переліком породотвірних мінералів не відрізняються від подібних відмін нормального ряду. Єдина петрографічна відмінність – титанавітовість клінопіроксену. Тому цю групу виділяють фактично лише за даними хімічних аналізів. За особливостями мінерального складу виділяють *гавайти* (базальти з кислим плагіоклазом –

²⁶Ці дослідники виділяють також родину сублужних піроксенітів, але згідно з наведеним ними ж хімічним аналізом ті породи треба зараховувати до нормального ряду.

²⁷Належність їх до цієї групи викликає сумнів, тому їх тут не розглядають.

²⁸Саліт (Ca(Mg,Fe)[Si₂O₆]) – піроксен проміжного складу в ізоморфному ряді діопсид-геденбергіт.

андезином), *муджієрити* (з олігоклазом), *трахібазальти* (містять до 5% калішпату – анортоклазу, санідину, ортоклазу) та *шошоніти*, в яких кількість калієвого польового шпату (санідину, ортоклазу) може сягати 30...40%.

За структурами та характеристиками деяких мінералів родини вулканітів практично не відрізняються від базальтів нормального ряду. Особливістю сублужних базальтоїдів, крім підвищеної кількості лугів, є підвищена кількість TiO_2 (до 4 %), P_2O_5 , розсіяних, зокрема рідкісноземельних елементів. Форми їхнього прояву доволі різноманітні – тут трапляються склуваті та добре розкристалізовані відміни (*сублужні долерити*), малов'язкі лави, які розтеклися на великих площах, продукти експлозивної діяльності (туфи та інші пірокластичні утворення), потоки з бриловою та канатною поверхнею, щільні лави, пористі лави з розмірами пустот до 20 см по довгій осі; як крайній прояв пористих лав виникають шлаки або спінені лави. Довжина потоків лави може сягати від перших кілометрів до 50 км, потужність одного потоку – від перших метрів до 100 м. Шлаки та туфи можуть утворювати шлакові та шлаково-лавові конуси діаметром до 500 м, висотою до 70 м. Трапляються вулканічні частини, які не мають кратерів – їхні центральні частини заповнені спіненою лавою.

У тектонічному відношенні сублужні базальтоїди найчастіше пов'язані з умовами розтягу, зокрема з рифтовими структурами. Їхня характерна особливість – часті вclusions – глибинні ксеноліти, склад мантіїної речовини. У вclusions переважають шпінелеві та гранатові лерцоліти, у меншій кількості – гарцбургіти, піроксеніти.

3.3.2.3. Основні породи лужного ряду. Зі збільшенням кількості лугів понад 4% у габроїдах та базальтоїдах, крім калієвого польового шпату, часто (але не завжди) з'являються фельдшпатоїди – нефелін, лейцит та ін. Такі породи виділяють в окремий лужний ряд. Кількість лугів у них коливається в межах від 4 до 21%. Нагадаємо, що в породах сублужного ряду кількість лугів може сягати 9,5%, тобто хімічний склад лужних і сублужних порід частково перекривається й розрізняють їх передусім за мінералогічним складом – наявністю чи відсутністю фельдшпатоїдів.

Лужні плутонічні породи основного складу об'єднують у родину *лужних габроїдів*, у межах якої згідно з класифікацією [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983], виділяють чотири види – *тераліти*, *есексити*, *тешеніти*, *шонкініти*.

Тераліти складені з основного плагіоклазу, піроксену, амфіболу та містять до 20% нефеліну.

Тешеніти подібні за складом до тералітів з тією різницею, що провідним фельдшпатоїдом є анальцим.

Есексити відрізняються від тералітів наявністю калієвого польового шпату (до 15 %) та кислішим складом плагіоклазу (андезин).

Усі перелічені відміни характеризуються кількісною перевагою плагіоклазу над іншими салічними мінералами (див. табл. 3.6). *Шонкініти* мають кількісну перевагу калієвого польового шпату над кислим плагіоклазом або зовсім не мають його. Інші породи з подібними мінеральними парагенезисами за тією ж класифікацією [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983] належать до родини фельдшпатоїдних сієнітів, проміжної за систематизаційними положенням між основними та середніми породами. Тому шонкініти вилучені з родини лужних габроїдів і належать до відмін, проміжних між лужними основними та середніми породами (табл. 3.6).

Мінеральні парагенезиси лужних габроїдів подано в табл. 3.6. Крім плагіоклазу (25...30%), калієвого польового шпату (0...15% в есекситах) та нефеліну (15...20%), можуть бути наявні всі інші фельдшпатоїди (содаліт, гаюїн, канкриніт), окрім лейцити; темнобарвні мінерали мають підвищену лужність. Піроксени (25...35%) представлені титанавгітом, егіринавітом, амфіболи (до 10%) – керсутитом, баркевікітом, гастингситом. За зміною кількісних співвідношень цих мінералів у межах кожного виду виділяють низку відмін. Зовнішній вигляд і структурно-текстурні особливості лужних габроїдів доволі різноманітні. Це дрібнозернисті до пегматоїдних, масивні до псевдощаруватих породи, переважно сірого кольору. Мікроструктури порід офітові, пойкілітові, гіпідіоморфно-зернисті. В природі лужні габроїди утворюють тіла невеликих розмірів (перші квадратні кілометри) у формі штоків, силів, шароподібних тіл, дайок. Найчастіше вони асоціюють з лужними базальтоїдами, але можуть асоціювати з породами підвищеної лужності ультраосновного або середнього складу.

Лужні вулканічні породи становлять *родину лужних базальтоїдів*. За співвідношеннями плагіоклазу та калієвого польового шпату їх поділяють на дві групи. Ефузиви, в яких плагіоклаз (10...50%) переважає над калієвим польовим шпатом (0...10%), називають *тефрити*. Тефрити поділяють на *нефелінові* (вулканічні аналоги тералітів) та *лейцитові* (плутонічних відповідників не мають). Ефузиви, в яких плагіоклаз (20...50%) та калієвий польовий шпат (10...30%) перебуває в сумірних кількостях, називають *лужні трахібазальти*. Їх також поділяють на *нефелінові* (вулканічні аналоги есекситів) та *лейцитові*, які не мають плутонічних відповідників. Отож, вулканіти можуть бути нефелінові (калій-натрійові) та лейцитові (натрій-калійові). В плутонічних породах лейцит не трапляється (табл. 3.6). Кількість фельдшпатоїдів у лужних базальтоїдах становить від 10 до 50%. Крім того, породи можуть містити від 10 до 40% клінопіроксену (діопсиду, саліту, титанавгіту) та 0...20% олівіну.

Калієвий польовий шпат у трахібазальтах утворений ортоклазом і санідином. Олівінові відміни тефритів назвали *базаніти*. В незначній кількості можуть бути наявні керсутит, баркевікіт, біотит. Породи мають зелений, сірий до чорного колір, склувату чи тонкозернисту, афірову чи порфірову структуру, масивні чи мигдалекам'яні текстури. Всі породотвірні мінерали трапляються у вигляді порфірових вкраплеників і в основній масі. Розміри

вкраплеників сягають 4...5 см. Кількість вкраплеників у лейцитових породах може сягати 50%. Фельдшпатоїди у вкраплениках переважно заміщені вторинними мінералами, що й надає породам мигдалекам'яних текстур. По нефеліну розвиваються анальцим, канкриніт, шпреуштейн (суміш кристалів цеолітів). По лейциту виникають псевдолейцит (суміш калішпату та нефеліну) та епілейцит (суміш калішпату з цеолітами). Мікроструктури базальтоїдів гіалопілітові, інтерсертальні, зумовлені безладним орієнтуванням мікролітів плагіоклазу, трахітоїдні у випадку субпаралельного орієнтування мікролітів, оцелярові (додаток 2, рис. 6).

Лужні основні вулканіти утворюють лавові потоки та покриви, екструзивні куполи, неки, вулканічні конуси (щитові вулкани, рідше беруть участь у будові стратовулканів), які часто асоціюють у просторі та часі з лужними плутонічними тілами, утворюючи складні вулканоплутонічні асоціації. У таких асоціаціях зазвичай наявні також уламкові лавові брекчії, туфи. Всесвітньовідомим прикладом проявів лужно-базальтоїдного вулканізму є вулкан Везувій у Південній Італії.

Крім того, як плутонічні, так і вулканічні основні лужні породи можуть входити до складу магматичних комплексів, які охоплюють ультраосновні та (або) середні лужні породи. Відповідно, в природі існують відміни, які мають проміжні ознаки між ультраосновними та основними, або між основними й середніми породами.

Породи, проміжні між ультраосновними та основними, називають *основними фойдолітами* (плутонічні) та *основними фойдитами* (вулканічні). Від лужних габроїдів і базальтоїдів вони відрізняються відсутністю плагіоклазу, а від лужних ультраосновних порід – наявністю калієвого польового шпату (5...15%), що зумовлює появу таких назв: *польовошпатові уртити*, *польовошпатові нефелініти* та ін. (табл. 3.6). До основних фойдолітів належать також рідкісні породи складу калішпат + клінопіроксен + псевдолейцит (фергусити) та калішпат + клінопіроксен + содаліт (*тавіти*). Кількість кремнезему в породах цієї групи становить 44...50%, тобто за хімічним складом вони відповідають основним.

Проміжні між лужними основними та лужними середніми вулканічні породи називають *основними фонолітами* або мелафонолітами (меланократовими фонолітами), а плутонічні – *основними фельдшпатоїдними сієнітами* (рісчорити та ін.). Мінеральні парагенезиси цих порід доволі подібні до парагенезисів основних фойдолітів і фойдитів. Різниця полягає в більшій кількості SiO_2 у фонолітах та сієнітах (47...53%) та калішпату (20...70%) порівняно з фойдолітами та фойдитами (44...50% SiO_2 , 5...15% калішпату). Кількісно калієвий польовий шпат у цих породах переважає. Кількість фельдшпатоїдів становить від 20% до 50%, піроксенів – 5...20%. До цієї ж групи, ймовірно, треба зарахувати *шонкініти* – породи, складені тим же переліком породотвірних мінералів, серед яких кількісно переважає клінопіроксен (30...70%).

3.3.3. Середні магматичні породи

Середні магматичні породи – це породи з вмістом SiO_2 від 53 до $64\% \pm 2\%$. За кількістю лугів і мінеральним складом їх поділяють на три ряди – *нормальний, сублужний та лужний*. До нормального ряду належать всі відміни, в яких провідний мінеральний парагенезис має характер плагіоклаз \pm кварц + темнобарвний мінерал нормальної лужності (рогова обманка, біотит). Кількість лугів у таких породах – $5 \dots 7,5\%$. До сублужних належать породи, мінеральні парагенезиси яких, крім перелічених, містять калієвий польовий шпат. Кількість лугів у породах сублужного ряду становить від 5 до 14%. У лужних породах серед породотвірних головних мінералів обов'язково наявні або фельдшпатоїди, або лужні темнобарвні мінерали. Кількість лугів у породах лужного ряду може коливатися від 10 до 20%. Тобто, за цим параметром породи лужного та сублужного рядів частково перекриваються між собою, і про це треба пам'ятати, коли визначають назву породи. У кожному з рядів виділяють плутонічний і вулканічний класи, в межах яких виділяють родини (табл. 3.7). У таблиці 3.8. зведено мінеральні парагенезиси найхарактерніших відмін середніх порід.

Таблиця 3.7

Родини порід середнього складу

Ряди	Класи	53% SiO_2	56-57% SiO_2	64% SiO_2
		Родини		
Нормальний	Плутонічний	Діоритів	Кварцових діоритів	
	Вулканічний	Андезитобазальтів	Андезитів	
Сублужний	Плутонічний	Сублужних діоритів і монцонітів	Сублужних кварцових діоритів – кварцових монцонітів	
		Сієнітів		
	Вулканічний	Трахіандезитобазальтів – латитів	Трахіандезитів – Кварцових латитів	
		Трахітів		
Лужний	Плутонічний	Фельдшпатоїдних сієнітів	Лужних сієнітів	
	Вулканічний	Фонолітів	Лужних трахітів	

3.3.3.1. Середні породи нормального ряду. Серед плутонічних порід нормального ряду виділяють дві родини – *діоритів*, які містять менше 5% кварцу, та *кварцових діоритів*, які містять 5...20% кварцу і, відповідно, більше SiO_2 . Межа між ними становить приблизно 57% SiO_2 . Головні породоутворювальні мінерали – плагіоклаз і рогова обманка, рідше моноклінні чи ромбічні піроксени або біотит.

Діорити та *кварцові діорити* – сірі рівномірно-зернисті породи з призматично-зернистою або гіпідіоморфно-зернистою структурою, головні особ-

ливості якої зумовлені видовженими ідіоморфними таблицями плагіоклазу (55...90%), у проміжках між якими затиснуті всі інші мінерали. Текстури порід масивні або ж плямисті. Для діоритів і кварцових діоритів характерна постійна наявність у різній мірі перероблених ксенолітів і шлірових скупчень, плям фемічних мінералів, які виникають на місці таких ксенолітів.

Таблиця 3.8

Провідні мінеральні парагенезиси в породах середнього складу

Ряди	Мінеральні парагенезиси	Плутонічні породи	Вулканічні породи
Нормальний	Pl	Андезиніти	
	Pl + Hb ± (Orx, Cpx, Bi)	Діорити	Андезитобазальти
	Pl + Qz + Hb ± (Bi)	Кварцові діорити	Андезити
	Pl > Fsp + Hb ± (Cpx, Bi)	Сублужні діорити	Трахіандезитобазальти
	Pl > Fsp + Qz + Hb ± (Cpx)	Сублужні кварцові діорити	Трахіандезити
	Pl ≅ Fsp + ti-Hb ± (ti-Cpx)	Монцоніти	Латити
	Pl ≅ Fsp + Qz + ti-Hb ± (ti-Cpx)	Кварцові монцоніти	Кварцові латити
	Pl ≅ Fsp >> (Hb, Cpx, Bi)	Сієніти	Трахіти
	Pl < Fsp >> (Hb, Cpx, Bi)	Однопольовшпатові сієніти	Трахіти
Лужний	Ab + Fsp + Aeg, Arf	Лужні сієніти	Лужні трахіти
	Ab + Ne + Bi	Слюдяні маріуполіти	Фоноліти нефелінові
	Ab + Ne + Aeg	Маріуполіти	
	Ab < Fsp + Ne + (Aeg, Arf)	Агпайтові сієніти (луяврити)	
	Fsp + Ne + (Aeg, Arf)	Фояїти	
	Fsp + Ne + Bi	Міаскіти	
Fsp + Lc + Cpx, Bi	Псевдолейцитові сієніти	Фоноліти лейцитові сієніти	

За складом плагіоклаз найчастіше відповідає андезину (номер від 30 до 50). Дуже характерні зерна плагіоклазу зональної будови, склад різних зон може коливатись від лабрадору до олігоклазу. Найчастіше трапляється пряма зональність (тобто центральні частини таблиць мають найбільш основний склад), нерідко простежується періодична та зворотня зональність. Варто зазначити, що зональність плагіоклазів є дуже характерною ознакою порід саме середнього складу – зональні плагіоклази можуть бути наявні також в основних і кислих породах, але там вони трапляються значно рідше.

Другий за поширенням мінерал – зелена, рідше бура рогова обманка. Утворює довгопризматичні, часто без кінцевих граней кристали. Нерідко

вона містить включення – релікти піроксену, хоча його взагалі може не бути в породі. Майже завжди в породах у певній кількості наявний біотит. Він перебуває у змінних кількісних співвідношеннях з роговою обманкою, зрідка переважає, загалом кількість темнобарвних мінералів коливається в межах від 10% до 40%.

Піроксени – діопсид, авгіт, гіперстен – нерідко обростають облямівками роговою обманкою, на межі піроксенів з роговою обманкою нерідко виникають симплектитові взаємопроростання. Біотит може утворюватись по роговій обманці, але існують відміни, де біотит є єдиним темнобарвним мінералом.

Різновиди діоритів і кварцових діоритів виділяють за складом фемічних мінералів, найбільше поширені роговообманкові діорити, рідше трапляються авгітові, гіперстенкові, слюдяні діорити. Серед рідкісних, але цікавих петрографічних відмін, варто згадати гранатові, турмалінові та кварцові діорити, феродіорити, кулясті діорити та андезиніти.

Феродіорити містять залізистий олівін (фаяліт). Вони трапляються як крайні диференціати основних (габроїдних) магм у великих добре розшарованих масивах (Скергаардський у Гренландії та ін).

Кулясті діорити містять кулі, сфероїди діаметром 5...7 см, мають центральну частину – ядро, складене неправильної форми зерном піроксену чи плагіоклазу, навколо якого розташована облямівка плагіоклазового або плагіоклаз-роговообманкового агрегату, складеного з клиновидних, радіально розташованих зерен. Під час вивітрювання такі кулі легко відокремлюються від породи та випадають. Стосовно генезису кулястих діоритів існує два погляди. Деякі дослідники вважають, що такі сфероїди виникають на місці перероблених ксенолітів, які реагували з навколишньою магмою. Інші дослідники стверджують, що такі сфероїди виникають у результаті ліквідації. У малопотужних добре відслонених тілах кулястих діоритів можна спостерігати зональну будову. Поблизу контактних площин відокремлені смуги, збагачені роговою обманкою. З наближенням до центральних частин тіл такі смуги перетворюються на лінзи, які поступово замінюються сфероїдами. Це дає змогу припускати, що такі сфероїди виникали внаслідок розділення (ліквідації) розплаву на дві частини в умовах механічних переміщень.

Андезиніти виникають як найбільш лейкократова відміна діоритів. Вони містять зазвичай 65...70% плагіоклазу, але в окремих випадках кількість його може перевищувати 95%. Такі породи трапляються доволі рідко – вони становлять великі масиви, які за геологічним положенням та іншими ознаками дуже подібні до масивів лабрадоритів і під цією назвою їх здебільшого описують, тобто традиційно зараховують до габроїдів. За кількістю кремнезему андезиніти належать до середніх порід. З іншого боку, відомі так звані меланократові діорити, які містять понад 45% фемічних мінералів. За хімічним складом, тобто за кількістю SiO_2 вони потрапляють у групу ос-

новних порід, але за складом плагіоклазу та структурними особливостями традиційно називаються діоритами, тобто середніми породами.

За винятком андезинітів, діорити та кварцові діорити переважно не утворюють великих тіл. Найчастіше становлять невеликі штоки в складі поліхронних, тобто складених тілами різних вікових генерацій масивів, які містять основні, середні та кислі породи. Кварцові діорити часто утворюють крайові зони в тілах кислішого складу, тоді як діорити нерідко є крайніми диференціатами основних магм.

Вулканічні породи середнього складу нормального ряду поділяють на *родини андезитобазальтів* і *андезитів*. За хімічним складом *андезитобазальти* відповідають діоритам, але за складом фемічних мінералів вони доволі помітно відрізняються – якщо в діоритах переважає рогова обманка і немає олівіну, то в андезитобазальтах з плагіоклазом асоціюють моноклінний і ромбічний піроксени, часом олівін. Андезитобазальти – темно-сірі до чорних афірові або порфірові породи. Кількість вкраплеників у них коливається від 0 до 60%. Серед вкраплеників переважає плагіоклаз, який утворює видовжені таблиці та лейсти. Плагіоклаз часто зональний, простежується пряма та зворотна зональність. Склад плагіоклазів у різних зонах коливається від лабрадору до андезину. В підпорядкованій кількості у вигляді вкраплеників трапляються фемічні мінерали від олівіну до біотиту, найпоширеніші серед них моноклінні піроксени – авгіт, піжоніт. У складі вкраплеників також можуть бути наявні рудні мінерали – магнетит, титаномагнетит. Основна маса в андезитобазальтах складена лейстами плагіоклазу, зернами авгіту та певною кількістю вулканічного скла. Скло має бурий чи чорний колір, кількість його може сягати 95%. Структура основної маси інтерсерціальна, пілотакситова, гіалопілітова. Текстура порід – масивна, флюїдальна, породи можуть бути щільними та пористими.

Кристалізація в різних випадках може починатись або з олівіну та піроксенів, або з плагіоклазу. Здебільшого утворення мінералів відбувається в декілька генерацій (наприклад, можна спостерігати до трьох генерацій плагіоклазу). Майже завжди певна кількість вкраплеників мають уламкову форму. Все це свідчить про те, що кристалізація розплаву починалась на глибині, а різні генерації, мабуть, відображають зупинки розплаву в проміжних магматичних камерах. Останнім, вже на поверхні, утворюється вулканічне скло.

Андезити традиційно вважали ефузивним аналогом діоритів, але за хімічним складом вони відповідають кварцовим діоритам, хоча кварц у їхньому складі трапляється дуже рідко. За петрографічними особливостями андезити подібні до андезитобазальтів, лише склад фемічних мінералів у них ніби “зсунутий” у бік більш низькотемпературних і, відповідно, більше насичених SiO_2 мінералів. Отже, серед них дуже рідко трапляється олівін і, навпаки, часом у вкраплениках з’являється біотит. Найбільш характерним

після плагіоклазу мінералом залишається моноклінний піроксен (авгіт, діопсид). Нерідко наявний ромбічний піроксен, тоді як в їхніх глибинних аналогах – кварцових діоритах – цей мінерал трапляється доволі рідко. Амфібол у андезитах звичайно має червоно-буру базальтичну рогову обманку, яка на глибших рівнях замінюється на звичайну зелену. Вважають, що бура рогова обманка виникає внаслідок процесів окиснення. Загалом за зовнішнім виглядом і петрографічними ознаками андезити легко сплутати з андезитобазальтами, а андезитобазальти – з базальтами. Єдиним надійним критерієм у таких випадках є хімічний аналіз.

Андезити, як і андезитобазальти, поділяють на різновиди за складом вкраплеників фемічних мінералів – піроксенові, двопіроксенові і т. д. Піроксенові та олівін-піроксенові андезити переважають на окраїнах континентів, а амфіболі та біотитові – у внутрішніх частинах континентів (зокрема, вони поширені в Карпатах). Своєрідною відміною андезитів є так звані *високозалізисті андезити*, які трапляються переважно на океанічних островах, хоча відомі й на континентах (зокрема, на Кавказі). Головні мінерали в них – альбіт (до 60%), піроксен, кварц (до 30%) і велика кількість магнетиту. Альбіт має первинномагматичний характер, а структура порід часто подібна до „спініфлекс-структури” – усі мінерали, крім кварцу, мають дуже видовжені голчасті, скелетні форми, що свідчить про їхнє швидке застигання. Відомі так звані *полімінеральні андезити*, у вкрапленнях яких, поряд зі звичайними мінералами – піроксенами, амфіболом – наявні олівін, кварц, гранат, шпінель і кордієрит.

Андезити – найпоширеніші вулканіти після базальтів. Вони і андезитобазальти, що тісно з ними асоціюють, утворюються в найрізноманітніших умовах і становлять тіла найрізноманітнішої форми. Вони виливались в морських, прибережно-морських та континентальних умовах, під водою і на денній поверхні. Утворюють лавові потоки, вулканічні брекчії, пірокластичні породи, екструзивні куполи та обеліски, субвулканічні інтрузії – штоки, сили, дайки. Беруть участь у будові щитових вулканів і стратовулканів. Ступінь їхньої розкristалізованості також може бути дуже різним – від повністю розкristалізованих до вулканічного скла. Часто трапляються по-різному змінені так звані палеотипні відміни. Тепер їх рекомендують називати метаандезитами та метаандезитобазальтами, але до останнього часу в літературі були прийняті назви андезитові порфірити, плагіоклазові порфірити та ін. (додаток 2, рис. 7).

Регіонально андезити та андезитобазальти беруть участь у будові потужних вулканічних і вулканоплутонічних поясів. У 1948 р. Х. Хес запропонував термін “андезитова лінія” для позначення системи вулканічних поясів, які з усіх сторін облямовують Тихий океан і відокремлюють територію океану, де переважно розвинуті базальти, від навколишніх територій з проявами вулканізму різноманітного складу (від базальтів до кислих вулканітів).

З андезитами пов'язаний дуже широкий спектр рудопроявів – тут відомі рудопрояви й родовища Си, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Hg, Sb, As, Sn, Mn. Нерідко різні руди пов'язані з дією одного вулкана й змінюють одні інших в часі і вверх за розрізом вулканітів. Найпізнішими є, звичайно, кварц-золоторудні прояви.

3.3.3.2. Середні породи сублужного ряду. Для порід нормального ряду сумарна кількість лугів становить менше 5,0...7,5%. Такий широкий інтервал для межі прийнятий через те, що лужність порід тісно пов'язана з кількістю в них кремнезему. Кожна порода нормального ряду може містити лише певну кількість лугів; зі збільшенням кількості лугів у породах середнього складу з'являється калієвий чи калій-натрієвий польовий шпат. Саме поява калій-натрієвого польового шпату дає змогу вважати такі породи сублужними. У породах з різним вмістом кремнезему калієвий польовий шпат з'являється за різної кількості SiO_2 . У породах, склад яких наближається до нижньої межі середніх порід (тобто $\text{SiO}_2 \sim 53\%$), калієвий польовий шпат з'являється за кількості лугів понад 5%, а в породах, де кількість SiO_2 близька до верхньої межі ($\text{SiO}_2 \sim 64\%$), поява калійового польового шпату відбувається за кількості лугів понад 7,5%. Це явище пояснюється тим, що зі збільшенням кількості SiO_2 плагіоклаз стає кислішим, збільшується його загальна кількість, а також з'являються амфібол і біотит. Тобто, в породах збільшується кількість мінералів, які містять луги у вигляді ізоморфних домішок. Новий мінерал – калієвий польовий шпат виникає лише тоді, коли інші мінерали повністю насичені ізоморфними домішками лугів. Саме тому межа між нормальними та сублужними породами коливається в певному інтервалі, і цифри суми лугів для різних рядів частково перекриваються. Це явище простежується під час переходу від сублужних до лужних порід не тільки в середніх, але й у кислих породах.

Отже, для сублужних порід середнього складу за нижню межу приймають інтервал 5,0...7,5% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, а за верхню – 9...14%. Головна ознака належності порід до сублужного ряду – поява в них калієвого польового шпату.

Плутонічні сублужні породи поділяють на три родини: сублужних діоритів та монцонітів; кварцових сублужних діоритів і кварцових монцонітів; сієнітів. Дві перші родини – це сублужні аналоги діоритів і кварцових діоритів, і межі між ними, так само як і для порід нормального ряду, проводять за вмістом кварцу, кількість якого менше 5% у сублужних діоритах і монцонітах й становить 5...20% у їхніх кварцових відмінах. В обох родині межа між діоритами та монцонітами визначається кількісними співвідношеннями плагіоклазу та калієвого польового шпату. Сумарна кількість лугів у породах цих двох родин не перевищує 8...10%. Породи з кількістю лугів від 8...10% до 14% виділяють в окрему родину сієнітів. Як видно з табл. 3.7, за кількістю SiO_2 сієніти охоплюють весь інтервал середніх порід.

Родина сублужних діоритів–монцонітів. Сублужні діорити за всіма ознаками подібні до діоритів й відрізняються лише наявністю калій-натрієвого польового шпату (1...10%). Головні мінерали в них – плагіоклаз, амфібол, біотит, у значній кількості можуть бути наявні піроксен, кварц. Сумарна кількість темнобарвних мінералів коливається від 5 до 40%. Структура порід гіпідіоморфно-зерниста. Головний її рисунок утворюють видовжені ідіоморфні таблиці плагіоклазу, в проміжках між якими містяться всі інші мінерали. Плагіоклаз починає кристалізуватись раніше від усіх інших мінералів. За складом плагіоклаз відповідає андезину № 36–45. Нерідко кристали плагіоклазу мають зональну будову, тоді їхній склад коливається від лабрадору в центральних частинах до олігоклазу в периферійних частинах зерен. Кількісно плагіоклаз є головним мінералом, вміст якого становить 60...90%. Амфібол представлений звичайною роговою обманкою. Калієий польовий шпат утворює ксеноморфні зерна, часом обростає навколо плагіоклазу і тоді в ньому поблизу границі зерен виникають мірмекітові вrostки. Калішпат зазвичай складений ортоклазпертитом чи мікроклін-пертитом. Кількість його в породах коливається від перших відсотків до 10%.

Монцоніти містять від 20% до 70% калієвого польового шпату, тобто він наявний у породах у сумірних кількостях з плагіоклазом (35...65%). Калієвий польовий шпат утворює зерна неправильної форми, які часто містять включення плагіоклазу та фемічних мінералів або обростають навколо таблиць плагіоклазу. Плагіоклаз відповідає андезину № 30–50. Темнобарвні мінерали (рогова обманка, клінопіроксен, біотит) наявні у змінних кількісних співвідношеннях, у сумі вони становлять до 40% породи. Структура породи (додаток 2, рис. 8) і кристалооптичні характеристики мінералів у монцонітах такі самі як у сублужних діоритах.

Породи *родини сублужних кварцових діоритів і кварцових монцонітів* за всіма головними ознаками подібні до попередніх і відрізняються, як вже зазначалось, лише більшою кількістю кварцу (до 20%).

Сублужні діорити та монцоніти як кварцові, так і безкварцові поширені на всіх континентах. Вони можуть утворювати невеликі самостійні штокоподібні тіла та дайки, або приконтантові зони значних за розмірами масивів кислого складу на контактах таких масивів з основними чи карбонатними породами. У появі діоритів і монцонітів, очевидно, важливу роль відіграють процеси гібридизму та асиміляції кислишими магматичними розплавами чужорідного матеріалу.

Родину сієнітів поділяють на два види: *двопольовошпатові сієніти*, які містять плагіоклаз і калієвий польовий шпат (по-іншому їх називають сієнітами), та *однопольовошпатові сієніти*, головними мінералами яких є калішпат (їх ще називають лужно-польовошпатовими; не треба плутати цю назву з лужними сієнітами).

Сієніти – це гірські породи, в яких плагіоклаз і калішпат становлять 70% і більше від суми мінералів, причому калієвий польовий шпат кількісно переважає, а кількість кварцу не перевищує 5%. У двопольовошпатових сієнітах плагіоклаз становить 10...35%. Темнобарвні мінерали – ортопіроксен, клінопіроксен, біотит становлять 30%. В однопольовошпатових сієнітах може бути 0...10% плагіоклазу та 10...20% темнобарвних мінералів (рогової обманки, кліно- та ортопіроксену).

Сієніти доволі різноманітні за зовнішнім виглядом та за складом друго-рядних, тобто фемічних мінералів. Це рожеві або сірі породи, від дрібнозернистих до гігантозернистих, від рівномірно-зернистих до порфіровидних, від масивних до порід з чітко вираженою трахітоїдною текстурою, зумовленою наявністю в породі паралельних чітко відокремлених видовжених ідіоморфних табличок польових шпатів. Розміри деяких кристалів можуть сягати 10 см по довгій осі. Склад плагіоклазу коливається від альбіту до андезину (№ 8–30), на відміну від інших розглянутих раніше різновидів середніх порід, зональна будова для нього нехарактерна. Калій-натрієвий польовий шпат відповідає анортоклазу, ортоклазу-пертиту, мікрокліну-пертиту. Гратчаста будова, тобто мікроклінова решітка, спостерігається порівняно рідко, але дуже характерні пертитові вростки альбіту різної форми та розмірів. Нерідко в породах трапляються крупні порфіроподібні вкрапленики калішпату, які містять по периферії серії дрібних включень навколішніх мінералів. Такі включення оконтурюють первинні межі кристала й свідчать про те, що він розростався вже на післямагматичній стадії.

Фемічні мінерали представлені клінопіроксеном (авгітом, геденбергітом), амфіболом, біотитом. Часом спостерігають олівін, ортопіроксен (гіперстен) або мусковіт. У двопольовошпатових сієнітах амфібол представлений звичайною роговою обманкою, нерідко світло-зеленою до безбарвної. В однопольовошпатових (лужно-польовошпатових) сієнітах амфібол також має підвищену лужність – це гастингсит, керсутит, баркевікіт. Найбільше поширені піроксен-біотитові сієніти, які утворюються в мезоабісальних (тобто достатньо глибинних) умовах і амфібол-біотитові сієніти, які виникають переважно в гіпабісальних (тобто малоглибинних) умовах. Структура порід гіпідіоморфно-зерниста (додаток 2, рис. 9).

Сієніти можуть бути диференціатами основних і кислих магматичних розплавів. Зокрема, за підвищеної кількості кварцу сієніти переходять у кварцові сієніти (дехто з дослідників називають такі породи граносієнітами), а далі в лужні або звичайні граніти. Відомі, наприклад, багатофазові магматичні комплекси, в яких I фаза утворена сієнітами, II – кварцовими сієнітами, а III – гранітами. В інших випадках ті ж різновиди бувають пов'язані між собою поступовими переходами й утворюють однофазові тіла різної форми – штоки, лаколіти, плитоподібні тіла.

Середні вулканічні породи сублужного ряду поділяють на три родини, кожна з яких є вулканічним аналогом розглянутих вище сублужних

плутонічних порід. Ці родини називаються: родина трахіандезитобазальтів – латитів; родина трахіандезитів – кварцових латитів; родина трахітів. Латити – це вулканічні аналоги монцонітів, а трахіти – сіенітів.

Трахіандезитобазальти та трахіандезити містять калієвий польовий шпат лише у вигляді антипертитових вrostків у плагіоклазах; значна частина калію, крім того, концентрується у вулканічному склі. Тому, на відміну від їхніх плутонічних аналогів – сублужних і кварцових діоритів, калішпат у них не утворює самостійних зерен в породі. Головні мінерали трахіандезитобазальтів і трахіандезитів – плагіоклаз і клінопіроксен, рідше трапляються ортопіроксен, амфібол і олівін. Усі ці мінерали можуть бути наявні як у вигляді порфірових вкрапленників, так і в основній масі. Кількість вкрапленників коливається в широких межах від 0 до 40%. Здебільшого породи містять певну кількість вулканічного скла. Склад плагіоклазу у вкрапленниках коливається від 30 до 60. Амфібол представлений титанистою, базальтичною роговою обманкою. Структура основної маси інтерсертальна або пілотакситова.

За складом вкрапленників фемічних мінералів переважають роговообманкові та піроксен-роговообманкові різновиди. Цікавим різновидом є *кульсті трахіандезити*, які містять до 60% виділень кулькоподібної форми, складених кварцом і польовими шпатами, що утворюють радіально-променисті зростки. Розмір таких кульок сягає 1 см, основна маса має склуватий характер і розпадається на кульки розміром у частки міліметра. Хімічний склад великих і малих кульок суттєво відрізняється за кількістю SiO_2 і лугів. Виникнення таких порід пояснюють поділом магматичного розплаву на частини, які не змішувались між собою, тобто ліквідацією.

Латити та кварцові латити відрізняються від трахіандезитобазальтів і трахіандезитів тим, що калішпат у них утворює самостійні зерна у вигляді вкрапленників і в основній масі. Кількість його в основній масі може становити до 50%. Інші мінерали – середній плагіоклаз, моноклінний піроксен, рідше амфібол, біотит, кварц, ромбічний піроксен. Подекуди трапляється олівін. У латитах кварц може бути наявний лише в основній масі; в кварцових латитах, окрім основної маси, кварц утворює порфірові вкрапленники. Мікроструктури латитів такі ж, як у трахіандезитах і трахіандезитобазальтах (додаток 2, рис. 10).

Середні вулканіти сублужного ряду виникали переважно в наземних умовах. Рідше трапляються підводні виливи. Крім ефузивних покривів, вони утворюють куполи, неки, тріщинуваті інтрузії, лаколітоподібні тіла, сили, дайки. В усіх випадках діє те саме правило – породи гіпабісальних інтрузій містять значно більше порфірових вкрапленників, ніж власне ефузивні. В ефузивних кількості вкрапленників може коливатись від перших процентів до 30%, а в гіпабісальних – 30...50%.

Трахіти є вулканічними аналогами сіенітів і від розглянутих попередньо сублужних вулканітів відрізняються більшою кількістю лугів (8...14%). Це

світло-сірі, рожево-сірі, червоні, чорні породи з тонкозернистою основною масою, яка складається з видовжених лейст польових шпатів, на фоні якої містяться видовжені в одному напрямі вкрапленики польових шпатів, що надає породам трахітоїдної текстури. Нерідко поряд з розкристалізованою основною масою в породах зберігається до 20% вулканічного скла.

Головні породотвірні мінерали – калієвий польовий шпат (анортоклаз чи санідин) і плагіоклаз – олігоклаз чи андезин, а також фемічні мінерали. Склад андезину може коливатись у широких межах і це зумовлює різноманітність різновидів трахітів. Тут можуть бути наявні моноклінний піроксен (титанавгіт, авгіт, діопсид), ромбічний піроксен (тільки у вигляді вкраплеників), рогова обманка, біотит, часом олівін. Цікаво, що олівін утворює зростки з апатитом і рудними мінералами (головно магнетитом) і обростає піроксеном. Вкрапленики плагіоклазу нерідко обростають облямівками калієвого польового шпату (додаток 2, рис. 11).

У природі доволі поширені трахіти. Зокрема, вони відомі в Карпатах (петрошський комплекс), на Волині (збраньківський комплекс), у Приазов'ї (волноваський комплекс). Вони можуть утворювати найрізноманітніші морфологічні тіла – потоки, куполи, жерлові тіла, сили, дайки та інші, можуть виливатись на денну поверхню та у підводних умовах.

3.3.3.3. Середні породи лужного ряду. Плутонічні породи лужного ряду поділяють на дві родини: родина лужних сієнітів (сума лугів = 8–14%; $\text{SiO}_2=57\dots64\%$), родина фельдшпатоїдних сієнітів ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=12\text{--}17$ до 22%; $\text{SiO}_2=53\text{--}57\%$).

Як бачимо, за кількістю лугів обидві родини перекриваються між собою і різниця полягає в кількості SiO_2 . У першій родині кількість SiO_2 достатня для насичення мінералів, тому тут виникають не фельдшпатоїди, а польові шпати, і висока лужність виражається в утворенні лужних фемічних мінералів. Друга родина містить менше SiO_2 і це за такої високої лужності зумовлює виникнення лужних мінералів, недосичених SiO_2 – тобто фельдшпатоїдів. Нагадаємо, що сам термін “сієніт” використовують для сублужних і лужних порід середнього складу. Просто сієніти або сублужні сієніти не містять лужних мінералів (підвищена лужність у них реалізується завдяки збільшенню кількості калієвого польового шпату та альбіту). У фельдшпатоїдних і лужних сієнітах кількість лугів занадто висока, щоби вони всі могли ввійти до складу польових шпатів. Образно кажучи, луги “насичують” польові шпати – калішпат і плагіоклаз настільки, наскільки це можливо, але все одно залишається надлишок лугів, який йде на утворення власне лужних мінералів. З тієї самої причини в лужних породах плагіоклаз здебільшого має кисліший склад, ніж у породах нормального ряду – плагіоклаз у лужних породах більш насичений натрієм, тому наближається до альбіту.

У породах *родини лужних сієнітів* головні породотвірні мінерали – кислий плагіоклаз (альбіт, олігоклаз від 10 до 90%), калієвий польовий шпат (ортоклаз-пертит, анортоклаз до 65%) і мафічні лужні мінерали – егірин, егіринавіт, арфведсоніт, рибекіт, інші амфіболи (катафорит, баркевікіт, гастінгсит). Часом наявний біотит – лепідомелан і піроксени нормального ряду (авгіт). Кількість фемічних мінералів може коливатись від 1 до 35%. За зовнішнім виглядом ці породи дуже різноманітні; під мікроскопом вони мають гіпідіоморфно-зернисту структуру, першим починає кристалізуватись калієвий польовий шпат.

Повертаючись ще раз до хімізму, нагадаємо, що велика кількість лугів зв'язує SiO_2 в алюмосилікатах, тому кварц тут не виникає, хоча за кількістю SiO_2 такі породи аналогічні, наприклад, до кварцових діоритів. У деяких випадках кварц в невеликій кількості, як найпізніший мінерал, може кристалізуватись і в сієнітах (такі сієніти називають *нордмаркїтами*).

За зовнішнім виглядом лужні сієніти дуже різноманітні, їхня характерна особливість – трахітоїдна текстура – зумовлена субпаралельним орієнтуванням таблицеподібних видовжених кристалів польових шпатів. За складом сієніти поділяють на двопольовошпатові (плагіоклаз-калішпатові, калій-натрієві) та однопольовошпатові (альбітові, натрієві); крім того, серед них виділяють різновиди за складом темнобарвних мінералів – егіринові (сельсбергіти), егірин-арфведсонітові (умптекїти), егірин-рибекітові, гранатовмісні (святоносити) та ін.

Лужні сієніти утворюють тіла різної форми (лаколїти, штоки, пластини), які трапляються в природі самостійно (зокрема, такі тіла відомі в Кіровоградському районі Українського щита) та в асоціації з фельдшпатоїдними сієнітами (наприклад, у Східному Приазов'ї та на Уралі з маріуполїтами та м'аскїтами).

Породи *родини фельдшпатоїдних сієнітів* завжди були популярними у петрографів, по-перше, своїм оригінальним і дуже різноманітним петрографічним складом; по-друге, тим, що з ними нерідко пов'язані унікальні корисні копалини. Нестача в цих породах SiO_2 часто компенсується підвищенням кількості інших оксидів, які в звичайних умовах трапляються лише в незначній кількості. Це TiO_2 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , P_2O_5 , які утворюють титанонїобати, цирконосилїкати та інші рідкісні мінерали.

Фельдшпатоїдні сієніти мало поширені в природі, але утворюють достатньо великі за розмірами масиви. Найбільші за розмірами (понад 1 000 км²) масиви відомі в Бразилїї (Посос-де-Калдос) та на Кольському півострові (Хїбїнський масив – 1 320 км²). В Україні такі сієніти утворюють Октябрський масив у Східному Приазов'ї. Рїзноманїтність складу цих масивів зумовила те, що в кожному регіоні дослїдники давали свої власні назви таким породам, внаслїдок чого в лїтературі з'явилося чимало зайвих термїнів.

Фельдшпатоїдні сієніти – повнокристалїчні породи з масивною, трахітоїдною або смугастою текстурою. Для них характерний нерївномїрний

розподіл мінералів і виникнення смугастості та шаруватості, подібної до шаруватості в псевдостратифікованих основних інтрузіях. Головні мінерали в них – калієвий польовий шпат (40...80%), фельдшпатоїди (10...50%) і темнобарвні мінерали, склад яких може бути різним. Окрім того, постійно наявний кислий плагіоклаз до альбіту, який в одних випадках утворює самостійні кристали, а в інших – лише пертитові вrostки в калішпатах (додаток 2, рис. 12, а, б). Серед темнобарвних мінералів можуть бути наявні піроксени, амфіболи, слюди, склад їхній може змінюватись від нормальних (титанавгіт, геденбергіт) до високолуужних (егірин, арфведсоніт). Фельдшпатоїдні сієніти здебільшого містять підвищену кількість акцесорних мінералів – апатит, магнетит, ільменіт, циркон, евдіаліт, пірохлор, ортит і чимало інших. Набір акцесорних мінералів, так само як склад фельдшпатоїдів і особливості фемічних мінералів залежать від особливостей хімізму порід: співвідношення суми лугів з глиноземом (Al_2O_3) і співвідношення K_2O та Na_2O між собою. Відношення K_2O+Na_2O/Al_2O_3 прийнято називати коефіцієнтом агпайтності. Відповідно до значення цього коефіцієнта розрізняють три петрохімічні типи сієнітів. Якщо $Kagp$ близький до 1, то такі породи зараховують до фояїтового ряду. *Фояїти* – це сієніти, які складаються з калішпату (30...60%), нефеліну (25...40%), лужного піроксену та лужного амфіболу. Співвідношення лугів і глинозему близьке до одиниці характерне не тільки для породи в цілому, але саме таке співвідношення маємо у формулах калішпату та нефеліну ($KA_1Si_3O_8$ та NA_1SiO_4 – в обох випадках 1:1). Тому такі сієніти найпоширеніші в природі. Їх можна вважати найтипівішими фельдшпатоїдними сієнітами. Якщо $Kagp < 1$, тобто породи дещо недосичені лугами, то виникають *міаскіти*, які складаються також з калішпату (20...60%) та нефеліну (30...50%), але фемічні мінерали в них представлені, головню, біотитом – 5...20% (лугів не вистачає на утворення лужних фемічних мінералів). Типові міаскіти знайдено на Уралі, звідки пішла ця назва (р. Міас). Якщо $Kagp > 1$, тобто породи пересичені лугами порівняно з Al_2O_3 , то виникають сієніти так званого *агпайтвого* типу. Існує багато різновидів сієнітів цього типу (зокрема, луяврити Кольського півострова, де вони були знайдені в складі масиву Луяврурт). За петрографічним складом вони близькі до фояїтів (калішпат + нефелін + егірин + арфведсоніт), але відрізняються наявністю альбіту (5...10%) та підвищеною кількістю акцесорних й порядком кристалізації породотвірних мінералів. Першим у них починає кристалізуватися нефелін і такий порядок назвали агпайтовий порядок кристалізації.

В усіх перелічених відмінах Na_2O переважає над K_2O і, відповідно, головним фельдшпатоїдним мінералом є нефелін. Значно рідше в природі трапляються сієніти з перевагою K_2O , тоді як головний фельдшпатоїдний мінерал в них виникає лейцит. Лейцит у плутонічних породах виявляється нестійким і заміщується псевдоморфозами так званого псевдолейциту –

мікроскопічними зростками кристалів нефеліну, калішпату та ортоклазу. Це заміщення відбувається на пізньоматматичній стадії приблизно одночасно з утворенням калішпату. Тому такі породи називають *псевдолейцитовими сієнітами*. Ці породи містять у змінних кількостях псевдолейцит (до 60%), калішпат – ортоклаз (до 80%), клінопіроксен (егірин-авгіт), біотит (до 10...15%). Як другорядні мінерали (до 5%) можуть бути наявні плагіоклаз, олівін, гранат, нефелін. Особливо цікава тут наявність нефеліну, який є антагоністом лейциту. Нефелін може траплятися в одній породі з псевдолейцитом (який його кородує); ще частіше нефелінові сієніти утворюють самостійні плутонічні тіла, які асоціюють з тілами псевдолейцитових сієнітів. Така асоціація пояснюється тим, що нефеліни є членами ізоморфного ряду нефелін–каліюфіліт ($\text{Na}[\text{AlSiO}_4]\text{--K}[\text{AlSiO}_4]$), і в подібних випадках маємо справу не з чистим нефеліном, а з членами цього ізоморфного ряду, збагаченими каліюфілітовою або кальсилітовою молекулою. За [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983] тут наявна домішка кальсилітового міналу в кількості до 50%. Тому ці сієніти називають ще кальсиліт–псевдолейцитовими. Це звичайно світло-сірі порфіроподібні породи, які містять від 10 до 60% овальних вкраплеників псевдолейциту розміром від 0,5 до 5 см на фоні дрібно- чи середньозернистої основної маси, складеної калішпатом, темнобарвними мінералами та іноді нефеліном (до 10%). Мікроструктура основної маси гіпідіоморфно-зерниста, часом трахітоїдна. Крім кальсиліт–псевдолейцитових (власне псевдолейцитових), трапляються нефелін–псевдолейцитові сієніти, в яких натрій переважає над калієм. Такі відміни можна розглядати як проміжні між псевдолейцитовими та нефеліновими сієнітами.

Окрім того, фельдшпатоїдні сієніти поділяють ще за складом салічних мінералів. Виділяють нефелін–калієво–польовошпатові, нефелін–альбіт–калішпатові, нефелін–альбітові, псевдолейцит–калішпатові, нефелін–содаліт–калішпатові та інші різновиди. Зокрема, представником нефелін–альбітових сієнітів є *маріуполіти*, поширені в Східному Приазов'ї (назва походить від м. Маріуполь). Це світло-сірі смугасті породи, структура яких змінюється від дрібнозернистої до пегматоїдної. Головний породотвірний мінерал у них – альбіт, кількість якого коливається від 50 до 85%. Друге місце займає нефелін – 10...30%. Хімічний склад маріуполітів мінливий – серед них виділяють різновиди з $\text{Ca}/\text{Al} < 1$ та > 1 . У випадку, коли $\text{Ca}/\text{Al} < 1$, то фемічний мінерал у них біотит (лепідомелан), а акцесорні мінерали – апатит і циркон. Це так звані слюдяні маріуполіти. Якщо $\text{Ca}/\text{Al} > 1$, то виникають егіринові або арфведсонітові маріуполіти, в яких акцесорні мінерали евдіаліт і астрофіліт. Вторинні мінерали – канкриніт, содаліт, цеоліти, часом біотит і мікроклін. Під мікроскопом такі породи складаються з лейст альбіту зазвичай орієнтованих в одному напрямі та квадратних або ізометричних таблиць нефеліну. Дуже характерні голчасті кристали егірину, які насичують альбіт.

Середні вулканічні породи лужного ряду поділяють на дві родини: родину лужних трахітів, яка є вулканічними аналогами лужних сієнітів, і родину фонолітів, які є вулканічними аналогами фельдшпатоїдних сієнітів.

Лужні трахіти, так само як і лужні сієніти, складаються з калішпату, альбіту, лужних піроксенів та амфіболів. Це порфірові породи, які містять до 75% порфірових вкраплеників, серед яких різко переважає калішпат (санідин, ортоклаз), основна маса складена субпаралельно орієнтованими видовженими лейстами калішпату, призмочками піроксену та амфіболів, таку структуру назвали трахітовою. Кристалізація порід починалась з калішпату, а в деяких випадках з альбіту (в природі відомі альбітові лужні трахіти з незначною кількістю калішпату).

Лужні трахіти трапляються у вигляді лавових потоків, екструзій, пірокластичного матеріалу. Найтипівіша форма для них – гіпабісальні тіла куполоподібної форми. Утворюються переважно на заключних стадіях магматичної діяльності.

Фоноліти – здебільшого порфірові (рідко афірові) вулканічні породи різного кольору (сірі, зелені, бурі), які містять вкрапленики калішпату (санідину або анортоклазу), нефеліну, лейциту, анальциму, нозеану, гаюїну, плагіоклазу, олівіну, піроксену, амфіболу, флогопіту. Тобто, їхній мінеральний склад дуже різноманітний і всі породотвірні мінерали можуть траплятись в основній масі та у вигляді порфірових вкраплеників (додаток 2, рис. 13). За складом виділяють два головні різновиди фонолітів – *нефелінові* (в яких нефелін + калішпат можуть становити до 95% об'єму породи) та *лейцитові* (лейцит + калішпат \approx 90% породи, якщо лейцит суттєво переважає над калішпатом, то такі породи часто називають лейцитофірами). Ці два різновиди розрізняють і за хімічним складом – нефелінові фоноліти мають підвищену кількість Na_2O , за складом другого фельдшпатоїду серед них виділяють анальцимовмісні, гаюїновмісні і так далі. Лейцитові фоноліти мають підвищену кількість K_2O ; лейцит рідко залишається незмінним. Частіше він заміщується псевдолейцитом або анальцимом.

Особливо треба зазначити, що для фонолітів характерні широкі коливання кількості SiO_2 , так що вони відповідають за хімічним складом не тільки середнім, але частково й основним породам. Оскільки за петрографічними ознаками фоноліти середнього та основного складу майже не розрізняють (певні відмінності визначають за кількісним співвідношенням фемічних і салічних мінералів, а також появою олівіну в основних відмінах), а у відсотковому співвідношенні середні фоноліти різко переважають над основними, всі вони доволі умовно об'єднані в одну родину порід середнього складу.

Незважаючи на близький хімічний і мінеральний склад з фельдшпатоїдними сієнітами, фоноліти в природі трапляються окремо від них. Якщо сієніти приурочені переважно до піднять, то фоноліти тяжіють до рифтових западин. Вони виникали на різних геологічних стадіях, але найбільше їх з'явилося в кайнозойську епоху.

Фоноліти становлять близько 0,2% серед усіх ефузивних порід, але, наприклад, у Східній Африці, в Кенії фоноліти утворюють плато, площа якого близько 60 тис км². Серед фонолітів різко переважають нефелінові відміни, які утворюють лавові покрови та різноманітні гіпабісальні тіла – штоки, лаколіти, конічні та радіальні серії дайок. Лейцитові фоноліти, на відміну від нефелінових, трапляються в природі значно рідше і не утворюють лавових полів. Переважно їхня поява зумовлена експлозивною (тобто вибуховою) вулканічною діяльністю, тому вони утворюють вулканічні конуси, які супроводжуються лавовими потоками невеликої потужності, дайками вибуху, екструзивними тілами (неками, штоками, дайками). Класичним районом розвитку лейцитових фонолітів є Середземноморський район, зокрема, вони входять до складу вулканічних продуктів Везувію.

3.3.4. Кислі породи

Кислі породи містять понад 64% кремнезему. Вони складаються з плагіоклазу, кварцу, калієвого польового шпату та невеликої кількості фемічних мінералів (найчастіше біотиту). Кислі породи поширені на континентах і рідко трапляються в океанах. Останнім часом виявлено породи кислого складу на Місяці.

Кислі породи поділяють на три ряди: *нормальний, сублужний і лужний*. Сумарна кількість лугів у породах нормального ряду становить менше 7,5...8,1%. Для кількості лугів у породах сублужного ряду наводять цифри 8,1...10,5 > Na₂O + K₂O > 7,5...8,1, для лужного ряду > 8,1...10,5% [Магматические горные породы. Классификация и номенклатура, 1983]. Породи лужного ряду відрізняють від усіх інших за наявністю лужних мінералів. Породи нормального та сублужного рядів складені тими самими мінеральними парагенезисами, інтервали вмісту лугів у них частково перекриваються. До того ж гранітоїди нормального й сублужного рядів постійно пов'язані поступовими взаємопереходами у межах тих самих плутонічних масивів. Тому поділ кислих порід за лужністю на ряди вимагає додаткового обґрунтування. Утворення кожного з рядів ділять на плутонічні та вулканічні класи, які поділяють на родини (табл. 3.9).

Таблиця 3.9

Родини кислих порід

Ряди	Класи	64% SiO ₂	68% SiO ₂	73% SiO ₂
		Родини		
1	2	3	4	5
Нормальні	Плутонічні	Гранодіоритів	Гранітів	Лейкогранітів
	Вулканічні	Дацитів	Ріодацитів	Ріолітів
Сублужні	Плутонічні	Кварцові сієніти	Сублужні граніти	Сублужні лейкограніти
	Вулканічні	Трахіодацити	Трахіріодацити	Трахіріоліти

Закінчення табл. 3.9

1	2	3	4	5
Лужний	Плутонічні	Лужні кварцові сієніти	Лужні граніти	Лужні лейкограніти
	Вулканічні	Лужні трахідацити	Пантелерити	Комендити

Мінеральні парагенезиси кислих порід зведено у табл. 3.10.

3.3.4.1. Кислі породи нормального ряду. Кислі плутонічні породи нормального ряду належать до трьох родин: *гранодіоритів, гранітів, лейкогранітів*.

Родина гранодіоритів містить породи з кількістю SiO_2 — 64...68%. Серед них виділяють гранодіорити та тоналіти. *Гранодіорити* складаються з плагіоклазу кислого (олігоклазу), рідше середнього (андезину) складу, калієвого польового шпату (мікрокліну, мікроклін-пертиту), кварцу (від 20 до 50%) та 5...10% фемічних мінералів – рогової обманки, біотиту, рідше авгіту. Характерна значна кількісна перевага плагіоклазу над калієвим польовим шпатом. У типових гранодіоритах співвідношення ці мінерали співвідносяться приблизно як 2:1 (відповідно, близько 40 та 20%). Структура порід гіпідіоморфнозерниста – першим кристалізувався плагіоклаз, потім фемічні мінерали й лише після них калієвий польовий шпат і пізніше кварц (додаток 2, рис. 14, а, б).

У *тоналітах* кількість калієвого польового шпату становить менше 10%. За кількісним мінеральним складом тоналіти близькі до кварцових діоритів, але відрізняються вищим вмістом SiO_2 і, відповідно, кварцу (20...50%). Гранодіорити та тоналіти – поширені породи, вони утворюють плутонічні масиви, розмір яких може сягати 30 тис км². У межах Українського щита гранодіорити утворюють численні тіла у складі так званого осницького комплексу на північному заході Волинського району, а тоналіти поширені в центральних районах Українського щита.

Породи родини гранітів відрізняються від гранодіоритів більшою кількістю SiO_2 – від 68 до 73%. Типові *граніти* складені плагіоклазом, калішпатом і кварцом, які перебувають приблизно в однакових кількісних співвідношеннях, тобто кожний мінерал становить приблизно 30% породи. Плагіоклаз відповідає олігоклазу, в зональних кристалах склад його може змінюватись від андезину до альбіту. Дуже часто альбіт утворює в породах самостійні зерна пізнішої генерації. Калішпат – найчастіше гратчастий мікроклін, трапляються ортоклаз і санідин. Фемічні мінерали в гранітах становлять 4...10%. Найчастіше вони представлені біотитом, рідше роговою обманкою або мусковітом.

Таблиця 3.10

Мінеральні парагенезиси порід кислого складу

Ряди	Мінеральні парагенезиси	Плутонічні породи	Вулканічні породи
Нормальний	Pl + Qu + (Hb, Bi) Pl > Fsp + Qu + (Hb, Bi)	Тоналіти Гранодіорити	Дацити
	Pl + Qu + Срх + Орх	Ендербіти	
	Pl + Qu + Bi Pl + Fsp + Qu ± Hb + Bi ± Ms	Плагіограніти Граніти, лейкограніти	Ріодацити, ріоліти
	Pl + Fsp + Qu + Срх + Орх	Чарнокіти	
Сублужний	Pl + Fsp (± Qu) + Срх Pl + Fsp + Qu ± Hb + Bi Ab + Fsp + Qu + Ms	Кварцові сієніти Сублужні граніти Літій-фтористі граніти, лейкограніти	Трахідацити Трахіріодацити Трахіріоліти (онгоніти)
Лужний	Pl + Fsp (± Qu) + Arf + Aeg Pl + Fsp + Qu + Arf + Bi + Aeg	Лужні кварцові сієніти Лужні граніти та лейкограніти	Лужні трахідацити Пантелерити Комендити

Макроскопічно граніти сірі або рожеві породи, їхній колір значною мірою залежить від постмагматичних змін польових шпатів. Наприклад, у зонах впливу розломів граніти часто набувають яскраво-червоного кольору. Текстури гранітів переважно масивні, але можуть бути смугасті, такситові, гнейсоподібні. Особливо смугасті та гнейсоподібні текстури поширені в ранньодокембрійських гранітах. Макроструктури рівномірно-зернисті або порфіроподібні. Зокрема, в природі доволі часто трапляються порфіроподібні граніти, які містять певну кількість (від перших відсотків до 10...20%) таблитчастих вкраплеників калієвого польового шпату розміром 1...2 см, у виняткових випадках – 10...20 см по довгій осі. На відміну від порфірових вкраплеників у ефузивах, кристалізація яких починалася раніше, ніж мінералів основної маси, вкрапленики гранітів утворювалися пізніше, ніж усі інші мінерали шляхом доростання окремих зерен калішпату. Нерідко такі вкрапленики, коли росли, захоплювали зерна основної маси. Мікроструктура гранітів гіпідіоморфно-зерниста або, особливо в ранньодокембрійських гранітах, алотріаморфно-зерниста (додаток 2, рис. 15, 16). В першому випадку плагіоклаз, який кристалізувався першим, утворює ідіоморфні видовжені таблички, до яких пристосовуються всі інші мінерали, в другому – всі мінерали мають неправильні ксеноморфні форми й говорити про послідовність їхнього утворення дуже складно.

Граніти – найпоширеніші магматичні породи на континентах. Зокрема, вони становлять не менше половини площі Українського щита, тому доцільно детальніше розглянути їхні різновиди, які розрізняють за складом

та за структурно-текстурними особливостями. Найпоширеніші *біотитові граніти*, які утворюють плутонічні тіла розміром від перших сотень до 10 і понад тисячі квадратних метрів. Менш поширені *амфібол-біотитові граніти*, які відрізняються від біотитових не тільки наявністю рогової обманки, а й дещо більш основним складом плагіоклазів (на 5–10 номерів) і дещо більшою сумарною кількістю фемічних мінералів. Амфібол-біотитові граніти часто виникають у приконтактових частинах масивів біотитових гранітів як результат процесів асиміляції гранітним розплавом вмисних порід. Крім того, вони часто бувають пов'язані з гранодіоритовими масивами, або з породами підвищеної лужності. Можна вважати, що поява в граніті рогової обманки є ознакою дещо підвищеної лужності. Зокрема, на Українському щиті відомо багато великих масивів (Коростенський, Корсунь-Новомир-городський, Кальміуський масиви), в складі яких значну роль відіграють амфібол-біотитові граніти, які асоціюють з іншими породами підвищеної лужності.

Антагоністами амфібол-біотитових гранітів є *двослюдяні* або *біотит-мусковітові* та *мусковітові граніти*. Поява мусковіту є ознакою підвищеної глиноземності розплаву; в таких гранітах переважно міститься підвищена кількість високоглиноземних акцесорних мінералів – гранату, кордієриту, андалузиту, силіманіту. Дослідники дебатують над одним питанням: може мусковіт утворюватись безпосередньо з магматичного розплаву, чи він є вторинним. Враховуючи те, що мусковіт нерідко утворює зростки з біотитом або самостійні лусочки в породі, принаймні частина мусковіту в високоглиноземних гранітах має первинномагматичне походження. Високоглиноземні мінерали (гранат та інші) поширені в метаморфічних породах і їхню появу в гранітах часто пояснюють захопленням та переробкою магматичним розплавом ксенолітів метаморфітів. Уважають, що такі мінерали зберігаються від переплавлення і є чужорідними – ксеногенними. Однак можна думати, що високоглиноземні граніти є первинномагматичними. На Українському щиті двослюдяні граніти утворюють так званий житомирський комплекс на Волині. Це серія невеликих масивів, в яких, крім мусковіту, постійно простежується вкраплення рожевого гранату-альмандіну. Такі масиви супроводжуються численними жилами пегматитів, які нерідко утворюють цілі поля. В постмагматичну стадію з цими масивами були пов'язані процеси розвитку кварцу та мусковіту, які повністю заміщують усі первинні мінерали гранітів і вмисних порід. У підсумку виникають кварц-мусковітові породи, які називають *грейзенами*. В грейзенах наявні турмалін і апатит. Подекуди грапляються граніти, в яких фемічні мінерали представлені лише турмаліном.

У межах докембрійських щитів доволі поширені граніти, які містять ромбічний піроксен – гіперстен. Як відомо, амфібол і біотит – водовмісні мінерали і їхня наявність у гранітах свідчить про те, що магматичні розпла-

ви містили певну кількість води. Поява гіперстену свідчить про утворення гранітів у “сухих” високотемпературних умовах. Гіперстеномісні граніти отримали назву *чарнокіти*, вони доволі різноманітні й під назвою чарнокітів об'єднують породи різного складу та походження. Типові чарнокіти – це темно-сірі до чорних породи з великою кількістю мікрокліну; дослідників завжди вражала невідповідність між їхнім зовнішнім виглядом і мінеральним складом. Ці породи мають типові для гранітів кількісні співвідношення польових шпатів і кварцу, а фемічні мінерали представлені ромбічним і моноклінним піроксенами, які можуть заміщуватись частково роговою обманкою та біотитом. Піроксени та польові шпати, зокрема мікроклін, перебувають у стані рівноваги між собою, тобто резорбції цих мінералів не спостерігають. Такі породи, зокрема, відомі у Східному Приазов'ї (хлібодарівський комплекс), Волині (букинський комплекс), Балтійському щиті. Вони утворюють значні за розмірами масиви інтрузивного походження.

Цілком інші гранітоїди розвинуті в західній частині Українського щита. Вони описані в літературі під місцевою назвою *чудново-бердичівських гранітів*, які формально також належать до чарнокітів. Це світло-сірі плагіоклазові породи, які, крім піроксену, постійно містять велику кількість гранату (до перших десятків відсотків), кордіерит, що свідчить про їхню високу глиноземність. Вони залягають серед метаморфічних товщ подібного складу, мають з ними поступові переходи і виникли внаслідок регіональної гранітизації цих товщ.

Дослідники виділяють окрему групу *низьколуужних гранітів* або *адамелітів*, які займають проміжне класифікаційне положення між гранодіоритами та гранітами й характеризуються зниженою кількістю калішпату (від 30 до 20%), тоді як кількість плагіоклазу коливається у межах 30...50%. Фемічні мінерали представлені біотитом і роговою обманкою. За мінеральним складом такі породи аналогічні до гранодіоритів, але містять SiO_2 в кількості понад 68%, тобто за хімічним складом вони відповідають гранітам. Сумарна кількість лугів у них здебільшого менша 7%, тоді як у нормальних гранітах кількість лугів становить 7...8%.

Крайнім проявом низьколуужних гранітів є *плагіограніти*, в яких калішпат становить менше 10% і його може не бути взагалі (західні геологи називають плагіограніти або їхні лейкократові відміни *тронд'ємітами*). Фемічні мінерали містять біотит і рогову обманку, часом можуть траплятись залишки моноклінного піроксену. Великі масиви плагіогранітів поширені у східній частині Українського щита (зокрема Запорізький масив поблизу міста Запоріжжя). Плагіограніти мають багато відмін. Наприклад, існують високоглиноземні плагіограніти з мусковітом, плагіограніти з плагіоклазом підвищеної основності – андезинові та лабрадорові плагіограніти. В межах докембрійських щитів поширені гіперстеномісні породи – *ендербіти*, хімічний склад яких коливається від кварцових діоритів через тоналіти

до плагіогранітів. Це середньозернисті породи темно-сірого кольору, але кварц у них здебільшого має голубий відтінок, що є однією з характерних ознак для визначення їх в польових умовах. На Українському щиті ендербіти особливо широко розповсюджені в Нижньому Побужжі. Ендербіти часто перетинаються кварц-польовошпатовими або гранітовими жилами, під впливом яких у вмісних породах (ендербітах) поблизу контактів жил утворюється вкрапленість зерен калієвого польового шпату метасоматичного походження. Внаслідок виникають породи з калієвим польовим шпатом і ортопіроксеном, які відрізняються від власне чарнокітів неврівноваженими співвідношеннями цих двох мінералів. Що більше в породі калієвого польового шпату, то інтенсивніше виявляється резорбція та заміщення вторинними мінералами ортопіроксену. На відміну від чарнокітів такі породи ліпше називати чарнокітоподібними.

Серед ранньодокембрійських гранітоїдів поширені відміни, які за мінеральним складом і зовнішнім виглядом відповідають звичайним гранітам і плагіогранітам, але відрізняються так званими гранобластовими мікроструктурами (за яких всі зерна мають приблизно однакові полігональні форми, подібні до бруківки на вулиці), смугастими й такситовими текстурами. Їхня особливість – у відслоненнях таких гранітоїдів простежується велика кількість смуг, лінз, кожна з яких відрізняється кількісними співвідношеннями мінералів і часто простягається на велику відстань. Нерідко такі смуги вимальовують складки різної форми. Серед гранітоїдів постійно спостерігають включення вмісних порід або шліри-скупчення фемічних мінералів. Усі вони мають лінзоподібну форму й орієнтовані згідно з текстурами гранітоїдів. Тіла таких гранітоїдів здебільшого залягають серед високометаморфізованих, сильно змінених товщ і мають з ними поступові переходи. Вважають, що такі породи виникли внаслідок повної переробки (гранітизації) високометаморфізованих порід, через те їх називають *ультраметаморфічними гранітоїдами* (деякі дослідники називають їх *граніто-гнейсами*). За складом ультраметаморфічні гранітоїди можуть відповідати біотитовим і роговообманково-біотитовим гранітам, плагіогранітам, тоналітам, вже згаданим вище чарнокітам та ендербітам, подекуди кварцовим діоритам і гранодіоритам. Переходи від тіл ультраметаморфічних гранітів до вмісних товщ найчастіше відбуваються через зони мігматитів.

Морфологічні особливості мігматитів розглянуто в розділі 3.2.2. За складом серед них переважають відміни з лейкосомою плагіогранітового та гранітового складу. Трапляються також мігматити з лейкосомою ендербітів і кварцових діоритів. Натомість, ніколи не буває лужних або основних мігматитів. Більшість мігматитів на Землі ранньодокембрійського віку, але подібні утворення, які нічим не відрізняються за складом і структурно-морфологічними особливостями, могли виникати й у фанерозої, особливо в зонах розломів. Зокрема, ми описали смугасті мігматити, в яких субстра-

том слугують перекристалізовані до невпізнання (розгнейсовані) діорити пізньопалеозойського віку інтрузивного походження.

До родини *лейкогранітів* зачисляють породи, які містять понад 73% SiO_2 . Раніше їх розглядали як одну з відмін власне гранітів, а тепер виділяють в окрему родину. У зв'язку з тим виникла певна термінологічна складність, пов'язана з використанням термінів "лейкограніт" і "лейкократовий граніт". І ті, і ті містять незначну кількість фемічних мінералів, яка переважно не перевищує 1...2%, через що до них застосовують префікс "лейко". Лейкограніт містить, як було зазначено, понад 73% SiO_2 , а лейкократовий граніт містить 68...73% SiO_2 .

Лейкограніти, так само як і граніти, містять у приблизно однаковій кількості плагіоклаз, калішпат, кварц; трапляються відміни, в яких калішпат переважає (>50% породи в цілому), або, навпаки, калішпату може зовсім не бути і такі породи треба називати *лейкоплагіогранітами*. Кількість фемічних мінералів коливається від 1 до 3%, але трапляються відміни, в яких вони сягають 10% (спеціальної назви вони не мають). Ці породи здебільшого мають чітко виражену гіпідіоморфно-зернисту структуру, зумовлену тим, що першими тут кристалізувалися ідіоморфні таблички плагіоклазу – олігоклазу. Пізніше виникали фемічні мінерали, а наприкінці калішпат – ортоклаз чи мікроклін і кварц. За складом фемічних мінералів серед лейкогранітів виділяють біотитові – найпоширеніші, амфібол-біотитові – найменш поширені, а також лейкограніти підвищеної глиноземності з мусковітом, гранатом, турмаліном, кордієритом, силіманітом, андалузитом.

Лейкограніти ніколи не утворюють великих масивів. Здебільшого це штоки, або невеликі масиви, максимальні розміри яких сягають 150 км² (наприклад, Анадольський масив у Східному Приазов'ї).

Кислі вулканіти нормального ряду поділяли раніше на дві родини – дацити (аналоги гранодіоритів) та ріоліти (або ліпарити), які вважали аналогами всіх гранітів. Виділяли величезну кількість різновидів (кварцові кератофіри, фельзит-порфіри, альбітофіри та ін). В останній класифікації, яку ми використовуємо, запропоновано ріоліти вважати аналогами лейкогранітів, а між дацитами та ріолітами виділити ще дві родини: ріодацити та низьколужні ріодацити. Складно сказати, наскільки вдалою є така класифікація, оскільки всі геологи давно призвичаїлися до думки, що ріоліти – це вулканічні аналоги гранітів. Щоб з'ясувати це питання розглянемо узагальнену характеристику кислих ефузивів. Усі вони за структурно-текстурними й мінералогічними особливостями дуже подібні між собою і чітко розрізнити їх можна лише за допомогою хімічного аналізу. Ступінь їхньої розкристалізованості, кількість вкраплеників коливаються в широких межах – від вулканічного скла без вкраплеників до повністю розкристалізованих порід.

Відповідно виділяють три групи порід.

Перша – повністю складається з нерозкristалізованого вулканічного скла. Вулканічне скло, яке відповідає за складом гранодіоритам, назвали *гіалодацит*. Скло, яке відповідає за хімічним складом граніту, називають *обсидіаном*. Воно містить менше 1% H_2O , може бути різним за кольором і текстурними особливостями, але переважають чорні одноманітні обсидіани. Слабо змінене скло “гранітного складу” містить $>1\%$ H_2O . Таке скло, якщо вдаряють, набуває здатності розколюватись на безліч кульок або перлин. Тому такі породи називають *перліти*. Вважають, що здатність порід розпадатися на кульки виникає завдяки збільшенню кількості води. Незважаючи на однорідність будови, у вулканічному склі спостерігають смуги з різним забарвленням, різною кількістю мікролітів, різною кількістю пор, які зумовлюють флюїдальні текстури, які підкреслюють сліди течії лави. Як було зазначено у попередніх розділах, вулканічне скло можуть утворювати магматичні розплави різного складу (від ультраосновного до кислого). Вулканічне скло є такою самою гірською породою, як і інші, але за звичайних петрографічних досліджень склад скла розрізнити не вдається. Найбільш надійний метод діагностики вулканічного скла – хімічний аналіз, але доволі точні результати дає також визначення показників заломлення скла імерсійним методом. У табл. 3.11. наведено показники заломлення для скла різного складу за [В.Е. Трегер, 1968].

Таблиця 3.11

Показники заломлення та щільності вулканічного скла

Вулканічне скло	Показник заломлення	Щільність, $кг\ м^3$
Ріолітове	1,492(1,48–1,51)	$2,27(2,33–2,41)\times 10^3$
Дацитове	1,511(1,504–1,529)	$2,50(2,45–2,55)\times 10^3$
Трахітове	1,512(1,488–1,527)	$2,45(2,43–2,47)\times 10^3$
Андезитове	1,512(1,489–1,529)	$2,47(2,40–2,57)\times 10^3$
Лейцити-тефритове	1,550(1,525–1,580)	$2,55(2,52–2,58)\times 10^3$
Базальтове	1,575(1,506–1,612)	$2,77(2,70–2,85)\times 10^3$

Як гіалодацити, так і обсидіани можуть бути щільними або пористими, кількість пор може становити до 90% загального об'єму породи. Такі породи фактично становлять камінну піну. Відміни з кількістю пор понад 70% називають *пемза*. Породи, які містять 50...70% пор, називають пемзоподібними, за меншої кількості пор говорять про пористі лави. Розміри таких пор коливаються від часток міліметра до 5 мм. У закритих порах часто знаходять розчини хлоридів [В.А. Наумов, 1989].

Друга група – це породи, які виникають під час розкristалізації скла, загальна характеристика і їхні назви залежать від мікроструктур, зумовлених ступенем розкristалізації, – кристалітової, мікролітової, фельзитової, сферолітової (характеристику структур розглядали раніше). Афірові дацити

та ріоліти розрізняють за тими структурами й називають *сферолітові* або *фельзитові ріоліти* чи *дацити*. Подальші структури виникають вже за повної чи майже повної розкristалізації скла. Серед них виділяють *мікроаплітову* – коли порода складається з зерен польових шпатів і кварцу, однаково ксеноморфних; *гранофірову* – коли кварц та який-небудь з польових шпатів утворюють закономірні зростки; *мікропайкілітову* – коли утворюються ділянки кварцу, які містять численні вклучення – мікроліти польових шпатів.

Третя група ефузивів – це породи порфірової структури, які називають порфірами й додають визначення за складом найбільше поширених вкраплеників (додаток 2, рис. 17–19). Загалом у вкраплениках можуть бути наявні всі мінерали нормального ряду, починаючи від олівину й закінчуючи кварцом. Кількість вкраплеників коливається від 10 до 50%. Утворення вкраплеників відбувається за температури 1 370...800°, першим починає кристалізуватись олівін, потім якась з модифікацій SiO_2 , після цього можуть виникати ромбічний і моноклінний піроксени, гранат, плагіоклаз, санідин. Утворення вкраплеників починається на глибині й продовжується під час підйому розплаву до поверхні. Основна маса кристалізується за температури 1 000...670°C. Кристалізація її починається з плагіоклазу та моноклінного піроксену, потім утворюються кристобаліт, тридиміт, кварц, калієвий польовий шпат. Мінерали більш високотемпературні порівняно з моноклінним піроксеном, тобто олівін, ромбічний піроксен, гранат до складу основної маси не входять. Відповідно, у складі вкраплеників можуть бути виділені олівін-піроксенові, кварц-плагіоклазові, амфібол-біотитові та інші дацити й ріоліти. Склад вкраплеників значною мірою залежить від кількості води у розплаві. З “сухих” розплавів, які містять менше 3% H_2O , виникають ефузиви з олівіном і піроксеном, а з розплавів, які містять понад 3% H_2O – амфібол-біотитові. Відмінності між дацитами та ріолітами полягають у частоті поширення певних вкраплеників. У дацитах частіше трапляються вкрапленики олівину та ромбічного піроксену, рідко калієвого польового шпату й практично немає вкраплеників кварцу. В ріолітах вкрапленики калішпату та кварцу – це звичайне явище, а вкрапленики олівину та ромбічного піроксену трапляються досить рідко. Склад плагіоклазу в ріолітах (олігоклаз до андезину) дещо кисліший порівняно з дацитами (андезин до лабрадору). Крім того, сумарна кількість вкраплеників у дацитах звичайно більша, ніж у ріолітах. Натомість кількість ділянок нерозкristалізованого скла в ріолітах порівняно більша і, через вищу в'язкість розплаву, зумовлену більшою кількістю SiO_2 , частіше трапляються флюїдальні текстури. Різна кількість залишків вулканічного скла відображається в назвах структур основної маси – гіалопілітова структура, за якої кількість скла становить 50% та більше; пілотакситова структура, за якої кількість скла не перевищує 10%.

Кислі ефузиви поширені у внутрішніх частинах континентів, у вулканічних смугах уздовж окраїн континентів і майже немає в океанах. Кислі

ефузиви найчастіше утворюють екструзивні куполи діаметром до 1 000 м і висотою до 700 м. Значно рідше вони утворюють вулканічні потоки. Зазвичай такі потоки короткі й малопотужні, але, наприклад, у Вірменії відомі потоки ріолітів довжиною до 7 км. Поблизу країн континентів трапляються острови площею до 50 км², складені ріолітами.

Для кислих ефузивів характерний цілий комплекс змін – ще під час виливу в них простежуються явища опацитизації вкраплеників фемічних мінералів. Згодом, під дією гідротермальних розчинів, пов'язаних із вулканічною діяльністю, відбувається заміщення польових шпатів самородною сіркою, каолінітом, алунітом, опалом, і на пізніших стадіях гідротермальної діяльності ефузиви можуть зазнавати складних мінеральних перетворень (так званих метасоматичних) з винесенням одних і додаванням інших хімічних елементів. З тими перетвореннями часто пов'язане виникнення низки родовищ золота, срібла, ртуті та інших елементів. В Україні до родовищ такого типу належить Мужієвське в Закарпатті.

Цікаву особливість мають перліти. Після подрібнення та нагрівання до 1 000...1 200°C вони сильно збільшуються в об'ємі і слугують чудовим звуко- та теплоізоляційним матеріалом.

3.3.4.2. Породи сублужного ряду. За переліком породотвірних мінералів породи сублужного та нормального рядів не розрізняють. Нерідко вони беруть участь у будові тих самих масивів; у таких випадках вони пов'язані між собою поступовими переходами і розрізнити їх можна лише за допомогою хімічного аналізу. Сумарна кількість лутів у гранітоїдах сублужного ряду становить від 7,5 до 10,5%. Водночас сублужні та нормальні гранітоїди можуть суттєво відрізнитись геохімічними особливостями та металогенічними перспективами, що робить виправданим їхній розподіл.

Сублужні плутонічні кислі породи належать до родини кварцових сієнітів, сублужних гранітів і сублужних лейкогранітів.

Родина кварцових сієнітів є сублужним аналогом гранодіоритів. Від гранодіоритів вони відрізняються вищим вмістом лутів, що зумовлює певне збільшення кількості калішпату в породі. Якщо в гранодіоритах плагіоклаз переважає над калішпатом, то в кварцових сієнітах кількісні співвідношення зворотні. Вміст плагіоклазу (№ 15–35) в них становить 10...35%, а калішпату – 65...90%. Ще однією особливістю кварцових сієнітів є часта наявність моноклінного (авгіту, титанавіту), а подекуди й ромбічного піроксену (гіперстену). З іншого боку, кварцові сієніти можна розглядати як продовження сієнітів (сублужних порід середнього складу), з якими вони часто тісно пов'язані. Як свідчить назва, кварцові сієніти відрізняються від сієнітів вищим вмістом SiO₂ і, відповідно, кварцу, кількість якого може коливатись від 5 до 20%. Породи проміжного між сієнітами та кварцовими сієнітами складу, які містять 5...10% кварцу, раніше називали *граносієнітами*. З огляду

на останні класифікації пропонують відмовитись від застосування цього терміна, проте сьогодні він доволі поширений.

Родину сублужних гранітів поділяють на три види: 1) граніти з приблизно однаковою кількістю плагіоклазу та калієвого польового шпату, так звані двопольовошпатові, що відповідає приблизно однаковій кількості K_2O та Na_2O ; 2) граніти, збагачені K_2O і, відповідно, калішпатами, 3) граніти, збагачені Na_2O , в яких плагіоклаз представлений альбітом.

Двопольовошпатові, або калій-натрієві сублужні граніти здебільшого мають амфібол-біотитовий склад і петрографічно практично не відрізняються від амфібол-біотитових гранітів нормального ряду. За додатковими ознаками серед них може бути виділена низка різновидів, зокрема найбільшу увагу дослідників завжди привертала рапаківі. *Рапаківі* – це граніти, в яких порфіроподібні вкрапленики калієвого польового шпату оточені облямівками альбіту. Такі утворення отримали назву овоїдів, їхні розміри коливаються від 1 до 5 см, а їхнє походження досі залишається дискусійним (додаток 2, рис. 16, а). Висловлено чимало гіпотез на цю тему, але жодна з них не стала загальноприйнятою. В межах України є два великі плутони – Коростенський і Корсунь-Новомиргородський, в яких розвинуті рапаківі. Ті плутони зазвичай так і називають – плутони рапаківі-гранітів. Насправді типові рапаківі в них становлять досить невеликі площі, а більша частина плутонів утворена порфіроподібними амфібол-біотитовими гранітами. Ці граніти традиційно називають рапаківіподібними, але фактично вони нічим не відрізняються від звичайних порфіроподібних гранітів, розвинутих в інших місцях. Слово “рапаківі” в перекладі з фінської означає “гнилий камінь”, тому що ті породи дуже легко зазнають вивітрювання і розпадаються на окремі зерна. Варто зазначити, що у невеликій кількості овоїди трапляються і в гранітах інших типів. Найчастіше овоїди серед таких гранітів утворюються в межах зон розломів під впливом метасоматичних процесів.

Калішпатові граніти, тобто збагачені калієм, містять 1...10% плагіоклазу. Вони зазвичай тісно пов'язані з кварцовими сієнітами поступовими переходами.

З петрографічного погляду найцікавіші *сублужні граніти*, збагачені натрієм. Вони складаються з калішпату, альбіту та кварцу в змінних кількісних співвідношеннях, місце фемічних мінералів у них займають мусковіт і літєві слюди (протолітійніт, цинвальдит), кількість яких становить 1...10%. До 2...3% становлять топаз, турмалін і гранат. Ці граніти мають дуже своєрідний зовнішній вигляд – калішпат у них часто прозорий або яскраво-зелений, так званий амазоніт. Альбіт утворює зернистий агрегат, який зовні нагадує цукор. Ці породи так і називають *цукроподібними*. На фоні білого дрібно-зернистого альбітового агрегату кварц утворює значно більші за розміром ізометричні округлі зерна сірого й чорного кольору. Такі зерна розподілені в породі дуже нерівномірно і нагадують горох, тому кварц ще називають

горохоподібним. З гранітами цього виду часто пов'язані підвищені кількості чи навіть родовища флюориту (зокрема в Південному Забайкаллі). Тому такі граніти називають мікроклін-альбітовими або літій-фтористими. Серед дослідників немає однієї думки щодо походження таких гранітів. Деякі вважають, що альбіт та слюди виникли внаслідок постмагматичних перетворень нормальних лейкократових гранітів (альбітизація, грейзенізація) і пропонують їх називати "апогранітами", тобто зміненими, переробленими гранітами. Інші дослідники вважають, що такі граніти мають первинний характер, причому калішпат, альбіт і кварц кристалізувалися з магматичного розплаву одночасно. Припускають, що такі розплави були сильно насичені флюїдами, зокрема фтором.

Ті ж самі петрохімічні види – калій-натрієві, калієві та натрієві виділяють і в *родині сублужних лейкогранітів*, тобто порід, які містять $\text{SiO}_2 > 73\%$, в яких сума $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ перевищує 8,1%. Калій-натрієві сублужні лейкограніти містять приблизно однакову кількість плагіоклазу (олігоклазу до андезину), калішпату, кварцу та 2...4% фемічних мінералів – біотиту, амфіболу та (або) мусковіту. Мусковіт і амфібол у певному сенсі антагоністи, якщо такі граніти збагачені глиноземом, то вони мають двослюдяний склад, якщо збіднені глиноземом – амфібол-біотитовий склад; проміжні за глиноземистістю граніти є біотитовими.

Лейкограніти, збагачені натрієм, мають калішпат-альбітовий склад, належать до того ж літій-фтористого типу, що й розглянуті вище сублужні граніти, з якими вони тісно пов'язані і від яких відрізняються лише більшою кількістю SiO_2 і, відповідно, кварцу.

Третій вид – *лейкограніти, збагачені калієм* і, відповідно, калішпатом. Найвідоміші їхні представники – так звані *аяскіти* (знайдені на Алясці), в окремих різновидах якого плагіоклазу може не бути взагалі. В геологічній літературі, як вітчизняній, так і зарубіжній, аляскіти зазвичай описують як породи, в яких повністю немає фемічних мінералів. Доведено, що в аляскітах Аляски може бути наявним біотит у кількості до 5%, а на Північному Сході Росії поширені аляскіти, де фемічним мінералом є залізистий олівін – фаяліт. Цікаво, що аляскіти тут супроводжуються пегматитами з фаялітом, вміст якого подекуди сягає 40%.

Усі сублужні кислі гранітоїди мають гіпідіоморфно-зернисті структури, подібні до структур у гранітоїдах нормального ряду. Вони утворюють масиви розміром від перших до перших сотень кілометрів квадратних, нерідко утворюють багатофазові або кільцеві тіла.

Вулканічні породи сублужного ряду відрізняються від вулканітів нормального ряду більшою кількістю суми лугів ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 7,8 - 8,1\%$). Їхня підвищена лужність відображається в назвах за допомогою префікса "трахі". Відповідно, виділяють трахідацити, трахіріоліти, трахіріодацити. За мінеральним складом і петрографічними особливостями сублужні вулканіти та

їхні аналоги нормального ряду практично не розрізняють. Загалом сублужні вулканіти містять дещо більше калішпату, але це можна визначити лише статистичними підрахунками. Так само, як і у вулканітах нормального ряду, сублужні вулканіти поділяють на перліти та обсидіани; вкрапленики в порфіроподібних відмінах можуть бути представлені всією гамою мінералів від олівіну до кварцу.

У трахідацитах кварц у вигляді вкраплеників не трапляється, а олівін рідко трапляється в трахіріолітах. Як і їхні плутонічні аналоги, трахіріоліти та трахіріодацити поділяють на калій-натрієві, збагачені калієм і збагачені натрієм. Збагачені натрієм є вулканічними аналогами літій-фтористих мікроклін-альбітових гранітів. Це доволі цікаві з петрографічного та металогенічного погляду породи. Американські геологи називають їх *топазовими ріолітами*, російські геологи називають *онгонітами* (за назвою одного з родовищ в Монголії). Онгоніти чи топазові ріоліти складаються зі змінної кількості (від перших відсотків до 30...40%) порфірових вкраплеників та основної склуваті чи дрібнозернистої основної маси. Порфірові вкрапленики складені ідіоморфними таблицями альбіту, калішпату, діпірамідальними кристалами кварцу з чітко вираженими гексагональними перетинами, рідко літєвими та фтористими слюдами, зрідка топазом. Вкрапленики калішпату можуть бути представлені голубим амазонітом, склянопрозорим санідином або білим ортоклазом. Ті мінерали становлять основну масу вулканітів, оскільки топаз в основній масі утворює голчасті кристали. Нерідко простежуються ділянки онгонітового вулканічного скла, в якому видно голки та сфероліти топазу. Нагадаємо, що топаз ($Al_2[SiO_4][F, OH]_2$) – напівкоштовний мінерал, який трапляється доволі рідко. Наприклад, в Україні він відомий лише в пегматитах, пов'язаних з рапаківі Коростенського плутону. В онгонітах він з'являється в масовій кількості, хоча практичної цінності такі кристали не мають. Їхню появу пов'язують з високою насиченістю розплавів глиноземом.

Сублужні вулканіти мають дещо більшу рухливість порівняно з кислими вулканітами нормального ряду. Найчастіше вони утворюють екструзивні куполи та гіпабісальні інтрузії (дайки, штоки), але можуть утворювати й лавові потоки, які займають значні площі.

3.3.4.3. Породи лужного ряду. Лужні кислі плутонічні породи поділяють на *родини лужних кварцових сієнітів* (аналогі гранодіоритів і кварцових сієнітів з кількістю SiO_2 64...68%), *лужних гранітів* (аналогі гранітів і сублужних гранітів з кількістю SiO_2 68...73%) та *лужні лейкограніти* ($SiO_2 > 73\%$). Від своїх аналогів нормального та сублужного рядів вони відрізняються наявністю лужних піроксенів (егірину) та лужних амфіболів (рибекіту, арфведсоніту). Варто зазначити, що кварц не може траплятись у парагенезисі лише з фельдшпатоїдами, а разом з лужними фемічними

мінералами – постійно. Кількість кварцу в лужних кварцових сієнітах коливається в межах 5...20%, у лужних гранітах та лейкогранітах кварцу може бути від 20 до 60%. Кількість темнобарвних мінералів (лужних піроксенів та амфіболів, біотиту) коливається від перших відсотків до 10%. Плагіоклаз представлений альбітом, кількість його – від 10 до 35%, калієвий польовий шпат (ортоклаз, мікроклін-пертит) зазвичай різко переважає над плагіоклазом. Доволі часто трапляються мезопертити. Структури порід гіпідіоморфно-зернисті, трахітоїдні, гранофірові, сферолітові.

Лужні гранітоїди становлять масиви від невеликих до таких, що займають 10 тис. км² (кейвський комплекс на Кольському півострові). На Українському щиті відома серія тіл таких гранітоїдів у центральній частині і у Волинському районі, але всі вони мають досить невеликі розміри.

Кислі вулканічні породи лужного ряду поділяють на *родини* – *лужних трахідацитів* (аналогів лужних сієнітів), *пантелеритів* (аналогів лужних гранітів) і *комендитів* (аналогів лужних лейкогранітів). Лужні вулканіти утворюють вулканічне скло, пемзу, ігнімбрити, туфи, розкristалізовані афірові та порфірові лави. Відповідно, породи можуть бути щільними та пористими, порфірові відміни містять до 10...30% вкраплеників. Колір порід може бути зеленим, темно-зеленим до чорного, блакитно-сірим. Вкрапленики складені калієвим польовим шпатом (анортоклазом, санідином), піроксеном, олівіном, амфіболом (баркевикітом, арфведсонітом), кварцом, зрідка біотитом. Від лужних трахідацитів до комендитів у вкраплениках знижується роль олівіну та піроксенів і збільшується відносна кількість кварцу.

Основна маса ефузивів складена тими самими мінералами, але фемічні лужні мінерали в ній трапляються у більшій кількості, ніж у вкраплениках. Наприклад, піроксени у вкраплениках представлені геденбергітом, геденбергіт-авгітом або авгітом з домішкою егіринової молекули, а для основної маси характерна наявність голочок егірину. Структура основної маси здебільшого трахітоїдна, зумовлена субпаралельним орієнтуванням лейст польових шпатів. Часом під час девітрифікації скла виникають мікроскопічні гранофірові або сферолітові зростки кварцу та польових шпатів, на фоні яких спостерігають вкрапленики кварцу ізометричної форми.

3.3.5. Асхістові та діасхістові жильні породи

Як уже зазначалося, магматичні породи в останніх класифікаціях зараховують до двох класів – *плутонічних* і *вулканічних* порід. До вулканічних належать породи, які виливались на денну поверхню (ефузивні породи), а також породи, які утворюють невеликі тіла на незначних глибинах. Такі тіла називають *гіпабісальними*; породи, які до них входять, здебільшого ліпше розкristалізовані, аніж ефузиви, проте мають подібні до них

структурно-текстурні особливості. Щоби не ускладнювати класифікацію, з огляду на те, що не завжди можна розрізнити ефузивні та гіпабісальні породи, визнали, що доцільно об'єднати їх в один систематизаційний підрозділ з вулканічними породами. Отже, в цю групу потрапляють численні породні відміни, які становлять найменші за розміром з відомих магматичних тіл – дайки та жили. З іншого боку, достатньо часто трапляються дайки та жили, складені добре розкристалізованими породами, подібними за структурно-текстурними особливостями до порід, які утворюють плутонічні масиви. Такі породи варто зачислити до класу плутонічних.

Більшість порід, які утворюють дайки та жили, за складом відповідають наведеним вище вулканічним чи плутонічним породам і не вимагають спеціального розгляду. Такі жильні породи називають *асхістовими* чи ашистовими (в перекладі з грецької – нерозщепленими). Серед найхарактерніших асхістових порід варто назвати такі. Жильні породи основного складу описують під назвами *габро-порфіритів*, *мікрогабро*, *мікроесекситів*, *долеритів*, *діабазових порфіритів*, *есекситових порфіритів* і подібних до названих термінів. Серед порід нормальної лужності середнього складу виділяють *діорит-порфірити*, *мікродіорити*, кислого складу – *граніт-порфіри*, *мікрограніти*, *ріоліт-порфіри*. Назви усіх цих порід відображають розмірність зерен і наявність чи не наявність вкрапленників. Традиційно прийнято називати жильні порфірові породи основного та середнього складу *порфіритами*, а кислого – *порфірами*. Особливості порфірів часто відображають, називаючи породи за складом вкрапленників. Виділяють *плагіопорфіри*, *кварцові порфіри*. Більш різноманітний перелік назв застосовують під час опису лужних і сублужних жильних порід. Зокрема, виділяють *мікросієніти*, *трахіандезитові порфіри*, *сієнітові порфіри*, *трахітові порфіри*, *ромбен-порфіри*. Ромбен-порфіри містять порфірові виділення калієвого польового шпату, які часто (але не завжди) мають ромбоподібну форму. За складом ромбен-порфіри можуть відповідати лужним егіриновмісним сієнітам або фельдшпатоїдним нефеліновмісним сієнітам. З масивами сієнітів зазвичай асоціюють дайки сельвсбергітів, тінгуаїтів, грорудитів, які часто пов'язані між собою поступовими переходами. *Сельвсбергіти* відповідають егірин-альбіт-мікрокліновим сієнітам. Якщо в них з'являється кварц, то виникають *грорудити*, якщо нефелін – *тінгуаїти*.

Окрім розглянутих у природі, існують дайки та жили, складені породами, які не мають аналогів серед ефузивних і глибинних плутонічних порід. Такі породи називають *діасхістовими* або діашістовими (розщепленими). Термін пов'язаний з гіпотезою, за якою вважалося, що в певних умовах материнський магматичний розплав набуває здатності розщеплюватись на дві складові, збагачені, відповідно, салічними та фемічними компонентами, і саме з цих складових виникають жильні породи, що не мають аналогів серед порід, які виникли внаслідок застигання звичайних, нерозщеплених магматичних розплавів.

До діаскістових порід належать утворення двох груп: *апліти* та *лампрофіри*.

Апліти – це дрібнозернисті масивні світло-сірі до білих лейкократові (часто цукроподібні) породи, переважно складені з альбіту, калієвих польових шпатів і кварцу, а також незначної кількості (менше 1%) фемічних мінералів (біотиту, мусковіту). Характерна особливість аплітів – відсутність вкраплеників. За складом такі породи дуже подібні до лейкогранітів або аляскітів і відрізняються від них лише структурою. Для гранітів та аляскітів звичні гіпідіоморфно-зернисті, а для аплітів – алотріоморфно-зернисті структури. Рідше трапляються *сієніт-апліти*, в яких кварцу або взагалі немає, або наявний у незначній кількості, та *діорит-апліти* з незначною кількістю калієвого польового шпату. Ймовірно, апліти виникають внаслідок застигання найбільш низькотемпературних залишків магматичного розплаву, їхня алотріоморфно-зерниста структура є наслідком одночасної кристалізації мінералів, що становлять породи. Апліти трапляються у вигляді жил потужністю до перших метрів і довжиною до перших десятків метрів, які тісно асоціюють у просторі з плутонічними масивами переважно кислого складу.

До групи *лампрофірів* належать породи дещо збагачені фемічними мінералами. Характерною ознакою лампрофірів є те, що вкрапленики в них складені лише темнобарвними мінералами (цю особливість назвали лампрофірова структура). За хімічним складом більша частина лампрофірів належать до середніх порід, у підпорядкованій кількості трапляються лампрофіри основного, зрідка ультраосновного складу; кислих лампрофірів не буває. За мінеральним складом лампрофіри можуть бути поділені на *біотитові* та *амфіболові* (табл. 3.12).

Таблиця 3.12

Мінеральні парагенезиси лампрофірів

Групи	Мінеральні парагенезиси	Породи
Біотитова	Pl + Bi Bi + Fsp Bi + Cpx + Ol + Mel Bi + Ol + Mel	Керсантит Мінета Альнейт Польценіт
	Pl + Bi > Amf + Cpx + Ol Pl + Bi > Amf + Cpx + Ol + Mel + Fd	Камптоніт біотитовий Мончикіт біотитовий
	Pl + Bi + Amf + Fsp	Кузеліт
Амфіболова	Pl + Amf Amf + Fsp Pl + Amf > Bi + Cpx + Ol Pl + Amf > Bi + Cpx + Ol + Mel + Fd	Спесартит, одініт Вогезит Камптоніт амфіболовий Мончикіт амфіболовий

Біотитові лампрофіри якісно відрізняються від усіх розглянутих плутонічних і вулканічних порід, тобто їх можна вважати найхарактернішими представниками лампрофірів взагалі. Найбільше поширені серед них *керсантити*. Це темно-сірі дрібнозернисті породи, які містять 30...40% біотиту та 60...70% середнього плагіоклазу. У порфірових відмінах вкрапленики складені біотитом, зрідка роговою обманкою, авгітом, олівіном. Із керсантитами пов'язані проміжними відмінами *мінети*, складені біотитом і ортоклазом. Склад вкраплеників у обох відмінах однаковий, і відрізняються вони лише характером польових шпатів. За кількістю кремнезему (50...55%) ці породи відповідають групі середніх. Відомі також слюдяні лампрофіри лужного ультраосновного складу. Серед них виділяють дві головні відміни. *Альнейти* складаються з 10...40% меліліту, 20...40% слюди (біотит – лепідомелан, флогопіт), у підпорядкованій кількості містять авгіт (15...20%), олівін, іноді нефелін, перовскіт. *Польценіти* відрізняються від них тим, що не мають піроксену.

Серед амфіболових лампрофірів переважають відміни, доволі подібні за переліком мінералів, що їх утворюють, до середніх плутонічних і вулканічних порід нормального ряду. Найпоширенішими представниками цієї групи є *спесартити*. Ці дрібнозернисті зеленувато-сірі, темно-сірі до чорних рівномірно-зернисті чи порфіроподібні породи містять близько 60% плагіоклазу (андезину, лабрадору) та 40% і більше зеленої рогової обманки. Як другорядні трапляються клінопіроксен, часом олівін. Вкрапленики (якщо вони є) представлені тією ж роговою обманкою. За кількістю кремнезему спесартити належать до середніх порід; з ними часто асоціюють основні лампрофіри – *одініти*. У їхньому складі рогова обманка кількісно переважає над плагіоклазом (лабрадором). Вкрапленики утворені роговою обманкою, зрідка плагіоклазом. Основна маса складена різно орієнтованими лейстами плагіоклазу та голочками амфіболу, які настільки тісно перемежуються між собою, що будова породи нагадує будову повсті. За якісним мінеральним складом спесартити нагадують діоритові порфірити чи андезитові порфірити, а одініти – роговообманкові габро. Відмінності полягають у тому, що андезитові порфірити здебільшого містять помітну кількість клінопіроксенів, які, зокрема, в основній масі кількісно переважають над роговою обманкою. В діоритах і роговообманкових габро кількість рогової обманки становить менше 40%. Однак визнати, що спесартити та одініти з усіх лампрофірів найменше відрізняються за складом від “нормальних” плутонічних порід і головним аргументом на користь належності їх до цієї групи є тісні геологічні зв'язки з біотитовими лампрофірами.

До амфіболових лампрофірів підвищеної лужності належать вогезити, камптоніти та мончикіти. *Вогезити* складені роговою обманкою та ортоклазом, *камптоніти* містять 40...50% андезину, 40...45% титанистого амфіболу – баркевікіту, біотиту та авгіту, 10...12% олівіну. У породах може бути

наявним калієвий польовий шпат (до 20%) та (або) фельдшпатоїди (до 15%). Загалом породи складені дрібнозернистим агрегатом плагіоклазу та баркевікиту, на фоні якого виділяються порфірові вкрапленики олівіну та піроксену. *Мончикіти* за складом подібні до камптонітів і відрізняються вищою кількістю (30% і більше) й різноманітністю фельдшпатоїдів (анальциму, нефеліну, іноді меліліту). Залежно від кількісних співвідношень темnobарвних мінералів камптоніти та мончикіти поділяють на *біотитові* та *амфіболові*.

У цьому розділі згадані лише найтипівіші, “крайні” відміни лампрофірів. У природі постійно трапляються відміни проміжного складу між камптонітами та мончикітами, камптонітами та спесартитами, спесартитами та керсантитами і так далі. Для багатьох з них запропоновано власні назви. Зокрема, існують лампрофіри, які містять одночасно рогову обманку, біотит, плагіоклаз і калієвий польовий шпат, їх можна розглядати як проміжні між спесартитами, керсантитами, вогезитами і мінетами. Називають ці породи *кузелітами*. Деякі дослідники розширюють об’єм групи і зачисляють до лампрофірів інші відміни основного та ультраосновного складу. Серед таких відмін передусім треба назвати алмазоносні породи – лампроїти, які за належать до ультраосновних і основних лампрофірів. Ці породи можуть утворювати вулканічні апарати та плутонічні тіла, тому логічніше, на нашу думку, зарахувати їх до “нерозщеплених” порід ультраосновного та основного складу.

Зовнішній вигляд усіх відмін лампрофірів доволі подібний. Це темно-забарвлені масивні дрібнозернисті породи, що містять до 20% порфірових вкраплеників, які за розмірами лише у декілька разів більші порівняно з кристалами основної маси. Лампрофіри становлять дайки потужністю до 5 м (рідко більше) і довжиною у десятки метрів. За геологічним положенням дайки лампрофірів можна поділити на тісно пов’язані у просторі з плутонічними масивами, у складі яких суттєву роль відіграють породи близького їм складу (середні та основні нормальної та підвищеної лужності, а лампрофіри утворюються після аплітів), та дайки, які утворюють самостійні дайкові пояси довжиною у десятки кілометрів. Якщо походження дайок, пов’язаних у структурному та віковому відношенні з плутонічними тілами, можна пояснити розщепленням залишкових порцій магматичних розплавів на аплітову та лампрофірову складові, то для самостійних поясів дайок лампрофірів таке пояснення не достатнє.

3.4. Карбонатні магматичні породи

До магматичних карбонатних належать породи, в яких кількість SiO_2 коливається від 0 до 20% (найчастіше вона не перевищує 10%). Провідни-

ми оксидами у їхньому хімічному складі є CaO та (або) CO₂. Відповідно, в їхньому мінеральному складі переважають кальцит (Ca[CO₃]), доломіт (Ca,Mg[CO₃]₂), анкерит (Ca(Mg,Fe)[CO₃]₂), сидерит (Fe[CO₃]). Як і серед силікатних, серед карбонатних наявні плутонічні, вулканічні та жильні відміни, породи нормального ряду та високолужні. Внаслідок обмеженості їхнього поширення класифікація карбонатитів ще не розроблена.

Найпоширенішими серед карбонатитів є *севіти* (*свевіти*) – породи, складені здебільшого кальцитом, в інтерстиціях між зернами якого містяться доломіт і сидерит. За складом другорядних мінералів серед них можуть бути виділені мономінеральні, форстеритові, піроксенові (егіринові, егірин-авгітові, діопсидові), гранат (меланіт)-піроксенові, піроксен-флогопітові, біотитові, апатитові відміни. Породи містять велику кількість акцесорних мінералів – апатит (кількість якого може сягати 15% і тоді він стає породотвірним мінералом), магнетит, олівін, ільменіт, тремоліт, воластоніт, пірохлор, колумбіт, циркон, флюорит. Це тонкозернисті, дрібнозернисті до середньозернистих і грубозернистих породи світло-сірого, сірого, сіро-жовтого кольору масивної, часто смугастої текстури. Структура порід панідіоморфно-зерниста. Вони складені агрегатом ізометричних зерен кальциту, на фоні яких містяться окремі ідіоморфні зерна фемічних мінералів. Часом такі мінерали (олівін, флогопіт) утворюють скелетні кристали. Смугаста текстура зумовлена концентрацією темнобарвних і акцесорних мінералів у вигляді субпаралельних смуг. Севіти містять 40–55% CaO, від 11 до 40% CO₂, менше 20% кремнезему та менше 1% лугів. У цьому разі натрій частіше переважає над калієм. Отже, за кількістю кремнезему в природі існує розрив між карбонатними та силікатними (понад 30%) породами. Однак зрідка трапляються карбонатно-силікатні породи, які містять менше 50% карбонатів (їх називають карбонатитоїди або камафорити).

Окрім севітів, відомі кальцит-анкеритові, кальцит-сидеритові, кальцит-доломітові карбонатити. Цікаво, що кальцит і доломіт у таких породах часто утворюють зростки. Зрідка трапляються ортоклазовмісні карбонатити. Експериментальні дані засвідчили, що склад карбонатитів значною мірою залежить від тиску. В умовах низького тиску виникають відміни, збагачені кальцитом, середнього – доломітом та анкеритом, в умовах високого тиску виникають сидеритові карбонатити.

Окреме класифікаційне положення займають високолужні – содові карбонатити (Карбонатиты, 1969). У цих породах провідними оксидами є CO₂ (30–32%) та Na₂O (29–30%). Породи також містять підвищену порівняно з іншими відмінами кількість K₂O (6...7,5%) за досить низького вмісту CaO (12...19%). За таких співвідношень оксидів хімічний склад порід близький до мінералів содової групи. Содова група об'єднує кілька мінералів зі складом Na₂[CO₃]_n + n H₂O, які відрізняються між собою кількістю кристалізаційної води – від 1H₂O до 10H₂O (розглянуті карбонатити містять 1,8...1,9% H₂O).

Содові мінерали гідротермального походження віддавна відомі в місцях вулканічної діяльності (Везувій, Етна), але для дослідників було великою несподіванкою, коли в 1960 та 1961 р. з кратера вулкана Олдоїнйо-Ленгаї, розташованого в Північній Танзанії, почали вилитися лави содового складу. За морфологією лавових потоків і поверхні їхнього застигання (хвиляста та брилова) вони не відрізняються від вулканітів силікатного складу. Під час виливів спостерігали кипіння та сплески лави, пов'язані з виділенням летких компонентів. Однак лава не була розпечена до стану, коли вона починає світитись, тому її температуру було оцінено приблизно у 500°C.

Загалом карбонатити утворюють штоки та дайки, складені кристалічними (плутонічними) відмінами, трубоподібні тіла, експлозивні кратери, кільцеві зони складені карбонатитовими туфами, подекуди слабозцементованими (карбонатитова тефра), а також лавові потоки. Вважають, що плутонічні тіла виникли внаслідок вкорінення кашпоподібної маси — суміші флюїдів і кристалів. Стосовно трубоподібних тіл, складених туфами, висловили припущення, що вони утворились внаслідок поступового підйому газово-туфової суміші, яка не вибухала, а “просвердлювала” канал до поверхні. Породи, які виникають унаслідок дії такого механізму (підйому газових потоків, що містять тверді частинки), часто називають не туфами, а *туфізитами*. В деяких районах трапляються лише трубки туфізитів без супутніх плутонічних тіл. У таких випадках припускають, що плутонічні тіла залягають на більш глибоких рівнях і ще не еродовані.

Під час дослідження порід, складених карбонатними мінералами, найперше треба розрізняти відміни різного генезису, тому що всі вони за складом породотвірних мінералів доволі подібні між собою. Якщо стосовно лав і туфів сумнівів не виникає, то повнокристалічні карбонатні породи можуть бути осадового, метаморфічного, метасоматичного та магматичного генезису, оскільки навіть польові дослідження у добре відслонених районах не завжди сприяють однозначним висновкам. Надійніші результати дає застосування геохімічних та ізотопних методів. Зокрема, доведено, що у карбонатитах величина співвідношення ізотопів стронцію $^{87/86}\text{Sr}$ в середньому становить 0,7035, тоді як у карбонатних породах екзогенного походження вона перевищує 0,7090.

3.5. Деякі особливості хімічного складу магматичних порід

Хімічні елементи у складі будь-якої магматичної породи можна поділити на породотвірні та другорядні. Однак треба мати на увазі, що хімічний склад порід доволі різноманітний, внаслідок чого хімічні елементи, які є породотвірними для одних типів гірських порід, будуть другорядними для інших, та

навпаки. У деяких випадках спостерігають поступові переходи порід у руди (наприклад, дуніти можуть переходити в хроміти). В цьому випадку хром можна зачислити до групи породотвірних елементів, тоді як для більшості інших гірських порід його вміст не перевищує сотих частин відсотка.

Вміст породотвірних елементів визначають за допомогою так званого силікатного аналізу і зазвичай подають у відсотках оксидів. У цьому разі традиційно прийнята така послідовність запису: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^+ , H_2O . Якщо в аналізах подають вміст і інших елементів, то їх розміщують разом з відповідними за валентністю головними породотвірними елементами (Cr_2O_3 після Fe_2O_3 , NiO після MnO , і т.д.). Дані про вміст CO_2 , Cl , F , S^{2-} , S^{6+} розміщують перед даними про вміст води.

З погляду систематики найбільше значення мають вміст кремнезему (SiO_2), сума лугів ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), співвідношення суми лугів з кількістю CaO та Al_2O_3 і відношення $K_A = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, яке назвали коефіцієнт агпайтності. Як зазначалося в розділі 3.1, на підставі співвідношень кількості кремнезему та суми лугів опрацьовано систематику магматичних порід на петрохімічній основі; співвідношення суми лугів, кількості кальцію та глинозему використовують для поділу порід на нормальні, пересичені лугами та пересичені глиноземом, коефіцієнт агпайтності використовують під час систематики лужних порід (розділ 3.3).

Кремнезем (SiO_2) – найпоширеніший оксид силікатних магматичних порід, в яких вміст його коливається у межах $\approx 30 \dots 80\%$; зрідка трапляються породи, які містять менше кремнезему (карбонатити, збагачені рудними мінералами габроїди та ультрабазити). У розплавах він відіграє роль кислотного компонента й перебуває у вигляді структурних угруповань типу $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$, які утворюють зі зниженням температури сполуки з основами (Ca , Mg та ін.), тобто мінерали – силікати (олівіни, піроксени тощо) й алюмосилікати (польові шпати та ін.). Кремнезем утворює багато самостійних мінералів – кварц, тридиміт та ін.

Вміст кремнезему в мінералах максимальний в альбіті (69%), мінімальний – у фаяліті (36%). Тому граничний теоретично можливий вміст кремнезему в гірській породі, без виокремлення його у вигляді самостійної фази, становить 69%. З іншого боку, кварц може кристалізуватись і з розплавів з вмістом SiO_2 приблизно 40%, що відбувається у разі відсутності (недостатньої кількості) лугів та інших основ, потрібних для “зв’язування” кремнезему під час утворення силікатів. Загалом у помітних кількостях кварц утворюється в породах, які містять понад 56% кремнезему. Наявність у досить багатій SiO_2 породі скла може призвести до того, що надлишок кремнезему залишається в склі, а не виділяється у вигляді самостійної фази – це так званий прихований кварц.

Збагачення кремнеземом магматичних розплавів збільшує їхню в’язкість. Це сповільнює реакції між SiO_2 , який є в розплаві, і мінералами (вкрапле-

никами), що вже утворились, і в умовах швидкого застигання вулканічних порід призводить до невідповідності їхнього мінерального та хімічного складів. Наприклад, у них часто зберігаються вкрапленики магнезійного олівину, хоча кількість кремнезему, за даними хімічного аналізу, достатня для інконгруентної реакції олівину з розплавом і виникнення замість нього піроксену.

Двоокис титану (TiO_2) трапляється в різних породах у кількості від часток до 4...6%. Найвищі його концентрації виявлено в лужних і основних породах. Титан може перебувати в чотири- та в тривалентному стані, однак в аналізі його кількість виражають у вигляді двоокису. Самостійними мінералами титану є ільменіт, сфен, рутил, перовскіт. Як домішка, ізоморфно заміщуючи переважно магній, він входить до складу піроксенів (до 5% в титан-авгітах), звичайних рогових обманок (до 1,3%), біотитів (до 1,5%), іноді олівінів (до 0,5%).

Особливо високий вміст титану спостерігають у мінералах лужних порід: лампрофіліті (до 30%) та астрофіліті (до 13%). Поєднання титану з кремнієм у разі петрохімічних підрахунків є умовним, оскільки кристалохімічно він більше подібний до магнію.

Глинозем (Al_2O_3). Його вміст у магматичних гірських породах коливається від часток до 28% (іноді він є і в більшій кількості). Це зумовлено входженням глинозему у більшість породотвірних мінералів: в ортоклазі 18,5%, в альбіті 19,5%, в анортиті 37%, в біотиті 12% і в мусковіті 38% Al_2O_3 . Найвищий вміст глинозему характерний для анортозитів, а найнижчий – для дунітів, гарцбургітів і карбонатитів. Самостійний мінерал глинозему – корунд – трапляється здебільшого в породах, багатих на польові шпати і бідних на кварц: корундовому сіеніті, сіеніт-пегматиті. Відомий корунд і в безпольовошпатових породах – перидотитах.

У структурі мінералів алюміній здебільшого заміщує кремній. Компенсація заряду у цьому разі досягається входженням у мінерал катіонів. Тому алюміній тісно пов'язаний з лужними металами K, Na, а у разі нестачі лугів – і з кальцієм. Алюміній може утворювати іони в четвертній і шестерній координації. Іони в четвертній координації мають кислотний характер, а в шестерній – лужний. Наприклад, у слюдах іони алюмінію в різній координації відіграють роль або основи, або кислоти. Якщо кислотний алюміній вимагає як компенсації заряду лугів або кальцію, то для алюмінію як основи така компенсація не потрібна.

Тому під час петрохімічних підрахунків хімічного складу породи на мінеральний (наприклад, за системою CYPW), якщо не враховувати двоїстий характер алюмінію, то він як основа виявиться надлишковим щодо кількості компенсуючих іонів K, Ca, Na. Внаслідок цього розрахований вміст у породі слюд або каолінових мінералів призведе до появи "надлишкового" алюмінію. У підрахунках зазвичай першим обчислюють мінерал анортиту і весь

алюміній і кальцій зараховують до його складу; це сприятиме одержанню плагіоклазу більш основного складу, ніж є насправді, а роль глинозему в складі піроксенів або амфіболів вийде заниженою: замість авгіту, наприклад, може з'явитись діопсид. Такого ж типу відхилення від реального складу мінералу (амфіболу або піроксену) відбувається і за наявності в їхньому складі "жадеїтової складової", в якій співвідношення натрію та алюмінію таке саме, як у нефеліні та альбіті. У підсумку збільшується кількість цих двох мінералів і розрахований склад плагіоклазу, порівняно з реальним, виявляється більш кислим, а кольорового мінералу – позбавленим лужних елементів.

Окис заліза (Fe_2O_3). Роль тривалентного заліза в мінералах і гірських породах двоїста. По-перше, залізо у вигляді Fe^{3+} виступає як самостійний компонент і входить до складу магнетиту, ільменіту, гематиту – акцесорних мінералів гірських порід, а також егірину. По-друге, тривалентне залізо входить у вигляді домішок до складу авгітів, рогових обманок, біотитів, гранатів, ставролітів, хлоритоїдів, хлоритів, кордієритів та багатьох інших мінералів, де воно ізоморфно заміщує алюміній.

Закис заліза (FeO). Двовалентне залізо за своєю петрохімічною роллю наближене до магнію й відрізняється від тривалентного заліза. З тривалентним залізом воно входить до складу магнетиту, а разом з чотиривалентним титаном утворює ільменіт. Здебільшого двовалентне залізо входить до складу силікатів – олівінів, піроксенів, амфіболів, біотитів та інших мінералів, де ізоморфно заміщує магній. Чим більше кремнекислими є породи, тим вищий вміст двовалентного заліза стосовно магнію в цих мінералах. Відомо також, що в кольорових мінералах магнезіальність підвищується зі збільшенням температури утворення порід. У магматичних породах обидві ці залежності пов'язані між собою: багатші кремнеземом породи, переважно, більш низькотемпературні і мають вище відношення заліза до магнію, крім того, співвідношення магнію та заліза залежить від порядку кристалізації мінералів. Інтенсивне утворення магнетиту на ранніх стадіях кристалізації (виведення з розплаву FeO) зумовлює відносне підвищення концентрації магнію і відповідно утворення більш магнезіальних кольорових силікатів.

У розділі 2 йшлося про те, що олівіни завдяки інконгруентним реакціям магматичним розплавом не можуть співіснувати з кварцом. Однак це стосується залізо-магнезіальних відмін олівінів; серед них існують власне залізисті різновиди з вмістом FeO 76%. Такі олівіни (а також дещо більш магнезіальні) можуть співіснувати в рівновазі з кварцом у магматичних породах.

Оксид марганцю (MnO). У магматичних гірських породах марганець наявний майже завжди, його кількість підвищується від кислих різновидів до основних. Марганець може існувати в двовалентному (здебільшого) та тривалентному стані, проте в аналізах його подають у двовалентній формі. За своїми властивостями двовалентний марганець наближений до двовален-

тного заліза, яке він ізоморфно заміщує в мінералах. Марганець не утворює самостійних породотвірних мінералів, але входить до складу багатьох з них: в олівінах і піроксенах вміст MnO сягає 0,3...0,4%, в біотитах – 1%, в магнетиті – 1,5%; найвищий вміст MnO характерний для марганцевистого гранату – спесартину (15...40%). Для залізо-магнезійних мінералів визначено: чим вищий вміст у них марганцю (щодо магнію та заліза), тим нижчою була відносна температура їхнього утворення. У петрохімічних підрахунках закис марганцю поєднують з закисом заліза.

Оксид магнію (MgO). Вміст магнію в магматичних породах обернено пропорційний до вмісту кремнезему. В дунітах концентрація MgO сягає 46%; в піроксенітах з ромбічним піроксеном – 30%, а з моноклінним – 15%; в габро і норитах – 8%; в середніх і особливо кислих породах вміст MgO знижується до десятих часток відсотка. Головними носіями Mg є олівіни, ромбічні та моноклінні піроксени, а також амфіболи й слюди. Суттєво, що магнезійні олівіни не трапляються разом з кварцом; ромбічні піроксени не трапляються разом з нефеліном або лейцитом, водночас моноклінні піроксени, які вміщують CaO , співіснують з фельдшпатоїдами. Магній входить також до складу магнетиту, кордієриту, піропу й деяких інших мінералів. Збільшення відносного вмісту кожного наступного елемента в ряді $Mg \rightarrow Fe \rightarrow Mn$ в тому самому мінералі зумовлено більш низькотемпературними умовами його утворення.

Оксид кальцію (CaO). Кальцій головно входить до складу двох мінералів магматичних порід: анортиту (20% CaO) і діопсиду (26% CaO), цим пояснюється його двоїста роль: він входить до складу кольорових мінералів (піроксени, амфіболи), водночас – до складу алюмосилікатів (анортит). У цьому разі лише третя частина кальцію входить у формулу простих силікатів, а приблизно 70% припадає на частку анортиту. Тому найбагатшими оксидом кальцію породами є габроїди і особливо анортозити. Багато кальцію містять мелітовмісні породи та карбонатити. Найпоширенішими кальційвмісними акцесорними мінералами є титаніт та апатит.

Оксид натрію (Na_2O). Головними мінералами гірських порід, до яких входить натрій, є алюмосилікати: альбіт, анальцим, нефелін вміщують відповідно 11,8%, 14,1%, 21,8% Na_2O . Максимальним вмістом натрію характеризуються нефелінові породи, особливо уртити (приблизно 16% Na_2O). Альбіт – найпоширеніший мінерал, який утворює безперервний ряд твердих розчинів з анортитом і має обмежену взаємну розчинність з калієвим лужним польовим шпатом. Тому альбіт у певній кількості входить до складу всіх гірських порід, які містять польові шпати. Нефелін – типовий мінерал лужних порід; так само, як і анальцим, утворюється під час кристалізації магми та в умовах пізньомагматичної пневматолітової стадії. Іншими алюмосилікатами натрію є содаліт, нозеан, гаюїн та інші, до складу яких також входять леткі компоненти Cl , S , CO_2 та ін. У значній кількості натрій

входить до складу жадеїту ($15,3\% \text{Na}_2\text{O}$) та егірину ($13,4\% \text{Na}_2\text{O}$), наявний він і в рогових обманках. Варто зазначити, що асоціацію чистий егірін–чистий анортит, мабуть, треба зачислити до “забороненої”, якщо ці мінерали входять до складу твердих розчинів з авгітом і альбітом відповідно, то вони можуть траплятися разом у вигляді асоціації егірін–авгіт+плагіоклаз. Подібне явище характерне й для асоціації альбіт–лейцит, яка є нестійкою. Водночас стійкою є асоціація основний плагіоклаз+лейцит; в останньому випадку альбітовий мінерал (альбітова молекула) входить до складу твердого розчину з анортитом і може співіснувати з лейцитом.

У породах нормальної лужності вміст натрію збільшується зі збільшенням кремнезему.

Оксид калію (K_2O). Калій – найбільш активний лужний елемент у магматичних гірських породах, входить переважно до алюмосилікатів – ортоклазу, лейциту і каліюфіліту з вмістом у них 16,9, 21,5 та 29,7%, відповідно. У невеликій кількості калій входить до складу плагіоклазів і амфіболів, проте найхарактернішими мінералами калію є калішпати і слюди, які мають однакові співвідношення іонів алюмінію та калію. Слюди здебільшого не трапляються разом з егірином, а замість цього виникає парагенезис нефелін + залізисті слюди. Серед порід нормальної лужності типова позитивна кореляція між вмістом калію та кремнезему (у високолуужних породах кореляція може мати зворотний характер). З’ясовано таке: якщо вміст оксиду калію в гірській породі становить приблизно 40% від загальної кількості лугів, то калієвий польовий шпат наявний в породі у вигляді самостійного мінералу. Серед магматичних порід найбагатший калієм лейцитові лави.

Група компонентів флюїдів (H_2O , P, F, Cl, S, C). Головний флюїдний компонент гірських порід – вода. В хімічних аналізах її подають як H_2O та H_2O^+ . H_2O – відображає кількість води, яка виділилась під час нагрівання породи до $+110^\circ\text{C}$, H_2O^+ – кількість води, яка виділилася, коли температура породи перевищувала цю позначку. Перший компонент (H_2O) розглядають як гірську вологість, а другий (H_2O^+) як конституційну воду, що входить до складу мінералів (слюд, амфіболів) або до складу вулканічного скла. Оскільки походження води та інших флюїдів у змінених вулканічних породах нез’ясоване остаточно, то іноді їх повністю виключають з розгляду та обчислюють аналіз на сухий залишок, тобто без урахування флюїдної фази. Для змінених вулканічних порід це виправдано, але для свіжих магматичних утворень так робити не рекомендують. У разі порівняння за хімічним складом магматичних, метаморфічних і осадових утворень обчислення аналізу на сухий залишок потрібний, тому що високий вміст води в осадових породах і змінний (залежно від ступеня метаморфізму) в метаморфічних робить некоректними будь-які порівняння, якщо не виключити з розгляду легкі компоненти.

Фосфор у магматичних породах концентрується переважно в апатиті, де його вміст сягає 43%. Найвищий вміст апатиту характерний для натрових

лужних порід. Крім фосфору, до складу апатитів входять F, Cl (у кислих і лужних породах). Окрім апатиту, в гірських породах трапляються також монацит, ксенотим та інші фосфати.

Фтор найхарактерніший для кислих і лужних гірських порід, де він входить до складу флюориту, слюд, амфіболів, апатиту та турмаліну. Фтор належить до магмофільних елементів, тобто таких, які довго утримуються в розплаві.

Хлор – магмофобний елемент, у розплаві не концентрується, а легко усувається з нього, не утворюючи мінералів. Найбільший вміст хлору характерний для лужних порід, де він концентрується в магматичних (апатит) і в постмагматичних мінералах (апатит, содаліт та ін.).

Сірка перебуває у складі сульфідів (пірит, піротин), які зазвичай наявні у вигляді акцесорних мінералів. Однак у тілах габроїдів сульфідні мінерали можуть утворювати великі скупчення ліквіційного генезису.

Вуглець у магматичних породах нормального ряду здебільшого входить до складу вторинних мінералів – карбонатів. В ультраосновних лужних і сублужних породах і карбонатах кальцит виникає як первинно магматичний мінерал.

Варто зазначити, що іноді під час проведення хімічного аналізу деякі флюїдні компоненти (крім води) не визначають і об'єднують під символом з.п.п. (збитки під час прожарювання). Нерідко в аналізі подають відомості про вміст таких елементів: Li, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr. Їхній вміст здебільшого становить соті частки відсотка і не впливає на характер петрохімічних обчислень (проте йому надають значення під час визначення генезису порід; див. розділ 3.6). Водночас треба зазначити, що кількісне визначення цих елементів потребує спеціальних методик. Дані про їхній вміст у звичайних силікатних аналізах здебільшого не відображають їхнього реального вмісту в гірських породах. У разі потреби аналіз цих компонентів варто виконувати в спеціалізованих лабораторіях.

3.6. Процеси утворення магматичних порід

Існують три головні способи утворення магматичних порід: кристалізація магматичних розплавів; метасоматичний (перетворення будь-яких вихідних порід у магматичні у твердому стані завдяки додаванню–внесенню хімічних компонентів); анатектичний або регіональна гранітизація (складний комплекс процесів кристалізації розплавів, перекристалізації та метасоматичних перетворень у твердому стані). Виникнення магматичних порід тісно пов'язане з особливостями будови та динаміки глибинних рівнів Землі, тому ці питання варто розглядати у комплексі з даними про будову Землі та загальнопланетарні процеси.

3.6.1. Будова, склад і динаміка Землі

Планета Земля утворилась близько 4,6 млрд років тому внаслідок гравітаційного притягання та стиснення (акреції) космічного пилу, метеоритів і брил більшого розміру — планетезималей. Розгляд процесів утворення планети та походження її складників виходить за межі геології; дослідження петрології магматичних утворень починається з питання, коли і як виникли оболонки Землі, як протягом всієї подальшої історії розвитку Землі була пов'язана поява магматичних розплавів. Припущення, що існують на цю тему, можна звести до двох груп протилежних за змістом гіпотез — *гомогенної* та *гетерогенної* акреції.

Гіпотеза гомогенної акреції найпоширеніша серед петрологів (А. Рінгвуд, О.Г. Сорохтін, С.А. Ушаков, Т. Ханке, Д. Шоу та ін.). За цією гіпотезою склад Землі спочатку був приблизно однаковим (гомогенним) уздовж всього її перерізу і лише згодом Земля розшарувалася на ядро, мантію та кору. Прихильники моделей *швидкої акреції* вважають, що під дією сил стискання за короткий час (1 млн років за А. Рінгвудом, 1981) повинна була виділитись теплова енергія, якої було б достатньо для розплавлення більшої частини планети. Під дією сил тяжіння розплав мав підлягати розшаруванню — залізо, нікель мігрували до центральних частин Землі, де утворили ядро, інші елементи (передусім силіцій) утворили мантію, а залишки після кристалізації силікатного розплаву утворили земну кору. Оцінки ступеня розплавлення, за різними авторами, дещо відрізняються. Наприклад, А. Рінгвуд вважає, що більша частина Землі була розплавлена й температура на її поверхні сягала 1 500°C, а на глибині — 2 000°C; на думку інших дослідників, температура на глибині не перевищувала 1 000°C і Земля ніколи не була розплавлена повністю.

Підтвердженням гіпотези швидкої акреції вважають дані щодо найбільш ранніх проявів магматизму на Місяці. Вік обидвох планет приблизно однаковий. В інтервалі 4,6–4,3 млрд років на Місяці вже відбувалися активні магматичні процеси. Для Землі надійних визначень такого віку досі немає²⁹, однак результати вивчення співвідношень ізотопів стронцію дають змогу припускати, що і тут магматичні процеси почалися в тому ж віковому інтервалі. Проти цієї гіпотези існує чимало заперечень. За підрахунками, якби значна частина Землі була розплавлена, за 4 млрд років вона не встигла б вистигнути до сучасного температурного стану (дані Е. Андерса, за В.А. Рудник, Е.В. Соботович, 1984). Більша частина рухливих компонентів (найперше інертних газів) при розігріванні була б винесена в атмосферу і їхня кількість в земних породах порівняно з метеоритами була б значно

²⁹ У деяких публікаціях наведено визначення радіологічного віку, які наближаються до найдавніших, отриманих для Місяця. Зокрема, по габро Південної Індії, начебто, отримані цифри 4,15–4,43 млрд років (М.І. Волобуєв, 1999).

меншою, тоді як насправді їхня кількість у верхніх шарах Землі приблизно така сама, як у метеоритах. Під час розплавлення та диференціації різні частини Землі мали б досягнути стану гравітаційної рівноваги між собою; після застигання для проявів подальших ендогенних процесів не виникало б підстав і настала б так звана тектонічна смерть планети.

Моделі *повільної гомогенної акреції* намагаються врахувати наведені заперечення і припускають, що виділення ядра та пов'язана з цим гравітаційна диференціація планети відбуваються доволі повільно, продовжуються тепер і завершаться в майбутньому приблизно через 2,5 млрд років. Кількість теплової енергії, яка у цьому разі виділяється, недостатня для розплавлення значної частини надр планети. Ці моделі узгоджені з характером розподілу хімічних елементів у надрах Землі, але не можуть пояснити активних проявів магматичних процесів на ранніх стадіях розвитку планети.

Гіпотези гетерогенної акреції припускають, що неоднорідності в будові Землі і її оболонки мають первинний характер, тобто виникли під час утворення планети. Найдетальніше ці уявлення розвинули В.А. Рудник та Е.В. Соботович, які розробили модель так званої поліхронно-гетерогенної акреції. Згідно з цією моделлю на момент початку акреції в межах майбутньої Сонячної системи існували метеорити та планетезималі різного віку та складу. Великі реліктові фрагменти давніших небесних тіл типу залізних астероїдів взаємопритягались і стали центрами акреції, що утворили ядра Землі та інших планет. Оскільки значна частина заліза була вилучена з газопилової хмари, то в її складі збільшилась відносна кількість алюмінію та силіцію, які внаслідок подальшої конденсації утворили мантію та кору Землі. Гіпотези гетерогенної акреції добре пояснюють особливості розподілу хімічних елементів у будові Землі, але також не можуть пояснити широкий прояв магматичних процесів відразу після утворення Місяця та, ймовірно, Землі. Тому багато дослідників припускають, що на ранніх стадіях існування Землі важливу роль відіграло тепло, яке виділялося внаслідок розпаду радіоактивних ізотопів.

Отож, достеменно не відомо, коли і як виникли оболонки Землі. Можна стверджувати, що в архей вже існували ядро, мантія та земна кора.

Ядро починається на глибині 2 880...2 900 км і поділяється на внутрішню та зовнішню частини. Внутрішня частина ядра починається з глибини 5 080...5 120 км. Оскільки центр Землі відповідає глибині 6 371 км, то внутрішнє ядро – це куля діаметром 2 500...2 800 км, складена, ймовірно, сплавом заліза та нікелю, який міститься в твердому стані. Зовнішня частина ядра (зовнішнє ядро) утворює пластичну або навіть розплавлену оболонку потужністю 2 200...2 300 км навколо внутрішнього ядра. Ця оболонка, найімовірніше, складена залізом, нікелем і силіцієм або сіркою. Проведені А. Мурелі та А. Девонським томографічні геофізичні дослідження свідчать, що на поверхні ядра існують величезні за площею підняття та западини,

які відхиляються від умовної поверхні еліпсоїда на висоту до 10 км, тобто загальні коливання рельєфу поверхні ядра відбуваються в межах 20 км. У цьому разі підняття розташовані переважно під океанами, а западини під континентами. Є припущення, що над підняттями поверхні ядра існують висхідні потоки тепла.

Мантія простягається від глибини 2880 км до 5...12 км під океанами та 30...80 км під континентами. За її верхню межу приймають поверхню Мохо (Мохоровичича), яка відповідає різкому збільшенню швидкості сейсмічних хвиль від 7,2 км/с (у низах земної кори) до 7,8...8,0 км/с. За більш ранніми моделями мантію поділяли на нижню (2 880...1 000 км), середню (1 000...400 км) та верхню. Останнім часом її поділяють лише на верхню та нижню, а межу між ними проводять на глибині 650...700 км. Вважають, що цій глибині відповідають найсуттєвіші мінеральні перетворення мантійної речовини, зумовлені появою щільніших сполук. Тому самому рівню приблизно відповідають прояви найглибинніших землетрусів. Сьогодні маємо достатню кількість матеріалів, які дають змогу доволі впевнено охарактеризувати особливості верхньої мантії. Крім геофізичних спостережень і експериментальних фізико-хімічних досліджень, унаслідок вивчення уламків глибинних порід, винесених на поверхню вулканами, отримали безпосередні дані щодо складу мантійної речовини. Більшість дослідників прирівнюють вихідний склад мантії на момент початку геологічних процесів до складу камінних метеоритів так званого хондритового типу; однак чимало видатних петрологів (А.Е. Рінгвуд, Л.А. Тейлор, Н.Л. Добрецов, Б.Г. Лутц) вважають відповіднішими так звані вуглецеві ахондритові метеорити II типу [Н.Л. Добрецов, 1980]. Д. Грін та А. Рінгвуд у 1963 р. запропонували прийняти за середній хімічний склад мантії так званий піроліт – модельну суміш порід ультраосновного та основного складу у співвідношенні 3:1.

У табл. 3.14 подано оцінки складу метеоритів і вихідної мантії. Різні дослідники приймають дещо різними кількісні співвідношення мінералів, що утворюють верхню мантію. Поширенішою є модель, за якою мантійна речовина складається з 55% олівіну, 27% ортопіроксену, 15% клинопіроксену, 3% шпінелі. На глибших рівнях припускають наявність замість шпінелі гранату в кількості від 10 до 17%. Серед порід, відомих на Земній поверхні, до наведеного складу найближчими є шпінелеві лерцоліти (повної аналогії тут немає, тому що лерцоліти містять меншу кількість олівіну).

Таблиця 3.14

Оцінки вихідного хімічного складу верхньої мантії та метеоритів

Мінерали	1	2	3	4	5	6	7
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,6	32,5	43,06	21,74	45	45,47	41,11
TiO ₂	0,11	0,15	0,58	0,07	0,56	0,2	0,08

Закінчення табл. 3.14

1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	2,48	2,2	3,99	1,59	24,6	3,99	0,56
Fe ₂ O ₃	–	–	1,66	–	–	–	1,24
FeO	12,3	21,9	6,66	22,86	6,6	7,88	9,31
MnO	0,24	0,3	0,13	0,18	–	–	0,15
MgO	23,6	14,5	39,32	15,24	8,6	35,58	46,33
CaO	1,93	2,3	2,65	1,8	14,2	3,52	0,17
Na ₂ O	0,65	0,7	0,61	0,71	0,45	0,33	0,23
K ₂ O	0,09	0,1	0,22	0,07	0,07	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,25	0,2	0,08	0,27	–	–	–

Примітка: 1 – хондрити, за О.Л. Андерсоном, 1971), 2 – ахондрити (там же), 3 – піроліт [А. Рінгвуд та ін., 1968], 4 – вуглисті хондрит – аналог первинної земної речовини ([Еволюція магматизма, 1987] за Г.В. Войткевичем, 1979). 5 – первинна кора Місяця (там же), 6 – примітивна мантія за ([Еволюція магматизма, 1987] за Jagoutz et al, 1979), 7 – деплетована мантія за (Н.Л. Добрецов, 1980] за Harris et al, 1967)

У 1914 р. Баррел висунув гіпотезу про існування в мантії по всій планеті на глибині 100...200 км розплавленого шару, який отримав назву *астеносфера*. Їй протиставляють літосферу – частину щільної мантії + земну кору, що залягають вище. Вважають, що саме в межах астеносфери відбуваються пластичні течії мантії речовини, які зумовлюють горизонтальні переміщення значних ділянок літосфери та прояви магматичних процесів. Хоча цей погляд й досі доволі поширений, геофізичні дослідження свідчать, що вона надто спрощена й астеносфери як суцільного шару не існує. Натомість у різних регіонах на різних глибинах виявлено існування ділянок (шарів), де зі зниженими швидкостями проходять сейсмічні хвилі Їх називають ослабленими шарами або *шарами інверсії* щільності мантії речовини. Шари інверсії мають складну будову, вони неоднорідні в горизонтальному та вертикальному напрямках, у них виділяються ділянки стосовно підвищеної та зниженої щільності. Шари інверсії є найвірогіднішими місцями появи магматичних розплавів, оскільки їхнє утворення тут останніх вимагає найменших енергетичних витрат порівняно з плавленням щільніших і жорсткіших ділянок. Свідченням неоднорідності стану мантії у вертикальному напрямі є існування шарів, які пропускають поперечні сейсмічні хвилі (Vs) з різними швидкостями³⁰. Зниження швидкості проходження хвиль в певному інтервалі свідчить про те, що мантійна речовина тут перебуває у

³⁰ Подібно до того, як світлова хвиля розкладається під час проходження через кристал на два взаємно перпендикулярні промені, сейсмічні хвилі під час проходження через надра Землі розкладаються на поздовжні (Vp) та поперечні (Vs). Поздовжні хвилі проходять через усі оболонки, а поперечні втрачають швидкість або взагалі не проходять через деякі ділянки.

пластичнішому стані, наближеному до стану розплаву. Зниження швидкості здебільшого становить 6% [А.Р. Рітсема, 1972], це дає змогу припускати наявність тут міжзернових плівок магматичного розплаву. Г. С. Горшков у вулканічній зоні між Японією та Камчаткою виявив ділянки, де поперечні хвилі не проходять зовсім. З цього він зробив висновок, що тут існує “повноцінний” магматичний розплав [Р.М. Деменицька, 1972].

Враховуючи геофізичні дані, вважають, що нижня частина мантії до глибини приблизно 600 км має гомогенний характер; натомість вище цього рівня зі зменшенням глибини все чіткіше простежуються відмінності мантії під океанами та континентами.

Головними структурними елементами океанів є океанічні рівнини та серединно-океанічні хребти (СОХ). Характер поширення сейсмічних хвиль по поверхні мантії дає змогу судити про стабільний стан мантії під рівнинами та нестабільний під СОХ. На значних площах, зокрема в Тихому та Льодовитому океанах, мантія має меншу щільність порівняно з мантією під континентами. За даними, отриманими зі супутників, виявили існування п'яти областей найбільш суттєвого зниження гравітаційного потенціалу. Усі вони збігаються з СОХ, що, очевидно, свідчить про зниження щільності мантії під СОХ порівняно з іншими частинами океанів. Середнє значення теплового потоку з надр Землі в океанах і на континентах приблизно однакове і становить 1,45...1,46 мккал/с/см². Оскільки ця величина на континентах складається з теплових потоків, які надходять з мантії та земної кори (тоді як під океанами тепло генерується лише в мантії), вважають, що рівність значень теплового потоку свідчить, що під океанами мантія більше розігріта, ніж під континентами. Різниця температур на однаковій глибині може становити 300...500°C [Р.М. Деменицька, 1972]. Шари інверсії під океанами виявлені на глибинах 60...80 км, 100...200 км.

Головними структурними елементами континентів є докембрійські платформи та пізньодокембрійські – фанерозойські складчасті пояси. Видимі на поверхні контури континентів не відповідають їхнім геологічним обмеженням. Континенти продовжуються під водою приблизно до глибини 1,5 км, переходячи у крутий схил на глибині 5 км, що відповідає середній глибині океану. З урахуванням підводних частин загальна площа континентів становить 40% земної поверхні, тоді як над водою здійснюється лише 29%.

Будова мантії під континентами неоднорідна у горизонтальному та у вертикальному напрямках. Щільність мантії під Східноєвропейською платформою 3,20...3,25 г/см³, а для Східносибірської платформи ця величина становить 3,25...3,35 г/см³. Очевидно, прямопропорційно залежить від щільності і положення границі Мохо. В першому випадку вона розташована на глибинах 30...40 км, в другому (тобто там, де мантія щільніша) – на глибинах 40...50 км. Шари інверсії в різних регіонах визначені на різній глибині – 45 км під Аляскою, 120 км під Південною Америкою, 130...150 км під Захід-

ною Європою, 100...150 та 240...400 км під Паміро-Гіндукушським регіоном. Загалом мантії вважають стабільними під платформами й нестабільним під їхніми активізованими частинами та альпійськими поясами.

Важливою відмінністю між субконтинентальними та субокеанічними ділянками мантії вважають різний склад водовмісних мінералів. Під континентами до складу мантії, крім перелічених вище мінералів, входить флогопіт – мінерал, який містить воду та калій. Відповідно, тут поширені калієві та калій-натрові вулканіти, не характерні для океанічних структур. У мантії під океанами замість флогопіту наявний натрієвий амфібол і вулканіти мають переважно натрієвий характер.

Під терміном “земна кора” розуміють усі породи, які залягають вище поверхні Мохо. У 1955 р. Б. Гутенберг земну кору поділив на океанічну та континентальну. Межа між ними проходить по схилах континентів на глибині 2000...3500 м. *Океанічна кора* складається з тонкого осадового шару, нижче якого залягає шар з сейсмічними швидкостями 6,7 км/с, утворений переважно основними вулканітами. Нижче, на глибині 5...12 км починається мантія, в якій швидкості сейсмічних хвиль досягають 8,1 км/с. Шар зі швидкістю 6,7 км/с простежується від внутрішніх частин океанів до континентів, глибина його залягання поступово збільшується, під континентами між ним і осадовим шаром з’являються додаткові шари з проміжними геофізичними властивостями.

Континентальна кора відрізняється від океанічної наявністю так званого гранітового шару, в межах якого поширені кристалічні (магматичні та метаморфічні) породи кислого складу, яких майже немає в межах океанічної кори. Відповідно до найбільш поширеної моделі будови континентальної кори в ній зверху вниз виділяють:

шар А – осадовий шар із швидкостями проходження сейсмічних хвиль 2... 5 км/с; на деяких ділянках, зокрема на докембрійських щитах, його взагалі немає;

шар В – гранітовий шар зі швидкостями V_p 5,5...6,5 км/с;

шар С – базальтовий зі швидкостями V_p 6,4...7,3 км/с.

Останнім часом все більшою популярністю користується тричленна модель поділу консолідованої (не враховуючи осадового шару) континентальної кори (зокрема цієї моделі дотримуються українські геофізики). За цією моделлю в розрізі кори зверху вниз виділяють: гранітовий шар зі швидкостями менше 6,4 км/с, діоритовий (6,4...6,8 км/с) та базальтовий (6,8...7,3 км/с) шари. Варто зазначити, що ці назви відображають лише швидкості проходження сейсмічних хвиль і не пов’язані з реальним складом порід, що утворюють ці шари. Гранітовий шар складений геологічними комплексами різного складу, серед яких наявність гранітів не обов’язкова. У деяких ділянках Українського щита на поверхню виведений діоритовий шар, складений тими самими породами, які беруть участь і у складі грані-

тового шару (отже, різниця між ними полягає лише у меншій щільності). Базальтовий шар на континентах взагалі ніде не відслонений і склад нижньої частини земної кори залишається невідомим.

Середня потужність континентальної кори на докембрійських платформах становить 30...35 км, у регіонах каледонської складчастості – 35 км, герцинської – 38...42 км, альпійської – 50...80 км, тобто в процесі планетарної еволюції потужність її постійно збільшувалась.

На деяких ділянках між корою та мантією наявний шар із швидкостями сейсмічних хвиль 7,3...7,7 км/с, який деякі дослідники (здебільшого американські геофізики) розглядають як аномальний, розуцілений шар у складі верхньої мантії, інші (європейські, зокрема українські геофізики) – як коромантію суміш.

Отже, океани та континенти становлять розшаровані структури, які відрізняються будовою та особливостями складу земної кори та верхньої мантії. З цим тісно пов'язане питання, на якій глибині зникає різниця між континентальними та океанічними структурами. Найглибші шари інверсії зафіксовані в зонах переходу океан – континент на глибині 400...450 км, а землетруси на глибинах 450...600 км. На глибинах 350 км та 600 км зафіксовані стрибки збільшення електропровідності, що пояснюють збільшенням щільності мантії. З цього можна зробити висновок, що гомогенна мантія починається з глибин 600 км, а інтервал 400...600 км можна розглядати як перехідну зону між гомогенною мантією та структурами так званої тектоносфери. Під *тектоносферою* традиційно розуміють літосферу + астеносферу. Оскільки астеносфери як такої не існує, то правильніше буде до тектоносфери зачисляти земну кору + частину верхньої мантії, обмежену знизу подошвою останнього шару інверсії. Саме ця частина Земної кулі є областю активних ендегенних процесів.

Сили, які зумовлюють магматичні процеси, поділяють на *внутрішні* та *зовнішні*. До внутрішніх належать: енергія акреції; енергія гравітаційної диференціації; енергія, яка виділяється завдяки розпаду радіоактивних елементів. Зовнішні сили – це енергія, яка виділяється під час бомбардування Землі метеоритами; енергія, яка виникає внаслідок зміни величини гравітаційного потенціалу.

Енергія акреції могла відігравати роль лише на стадії утворення планети. Оцінки її впливу коливаються від визнання її найпотужнішим чинником (відповідно до моделі швидкої гомогенної акреції Земля була майже повністю розплавлена завдяки виділенню тепла під час акреції) до майже повного заперечення її ролі. Ці крайні погляди видаються перебільшенням. Якщо б Земля була майже повністю розплавлена, то у разі застигання вона мала б перетворитись на добре диференційоване, повністю врівноважене гравітаційно та енергетично тіло, в якому всі подальші ендегенні процеси вже не відбувалися б. Якщо б акреція, навпаки, була настільки повільною,

що теплова енергія, виділена під час зіткнення планетезималей, встигала б розсіюватись у космічному просторі, то масові прояви магматизму на ранніх стадіях існування Місяця були б неможливі.

Оцінка ролі *гравітаційної диференціації* також залежить від моделей, яких дотримуються певні дослідники. Прояви магматизму за весь час існування Землі безперечно доводять проходження процесів фазових переходів і хімічної перебудови речовини мантії. Гравітація впливає не тільки на механічне переміщення речовини, а й на процеси перебігу хімічних реакцій. Гравітаційне поле зумовлює виникнення хімічних потенціалів, що спричиняє постійні зміни складу мінеральних фаз. Будь-які хімічні перетворення відбуваються зі зміною обсягу речовини, що призводить до зміни її щільності і, відповідно, порушує гравітаційну рівноваженість (чи невірноваженість) певних ділянок у надрах Землі. Отже, процеси гравітаційної (точніше, хімічно-щільнісної) диференціації є невід'ємною складовою всіх без винятку ендегенних процесів і відбуваються під час всього існування Землі. Ці процеси є результатом первинної гравітаційної невірноваженості планети в цілому. Вони зумовлюють поступове незворотне зменшення потенційної енергії всієї системи, що в далекому майбутньому призведе до її "тектонічної смерті".

Чимало дослідників надають важливу роль тепловій енергії, яка виділяється під час *розпаду радіоактивних елементів*. Існують розрахунки, за якими Земля перейшла б у розплавлений стан, якби пропорційна кількість радіоактивних елементів в усьому її об'ємі дорівнювала кількості в земній корі. Тобто, кількість радіоактивних елементів у мантії повинна бути досить незначною; крім того, їхня кількість з часом постійно зменшується завдяки розпаду, так що в ендегенних процесах у мантії цей вид енергії, очевидно, не міг відігравати суттєвої ролі. Водночас концентрація радіоактивних елементів у верхніх шарах Землі на початку її існування мала б продукувати значну кількість теплової енергії, особливо якщо врахувати ймовірну наявність нестабільних ізотопів – ^{244}Pu та ін. Цієї енергії було цілком достатньо для процесів магмоутворення у верхній частині земної кори. Ймовірно, що саме цією причиною пояснюється масова регіональна гранітизація та високий метаморфізм ранньодокембрійських утворень, які більше не повторювались в історії планети.

Вплив *бомбардування метеоритами* поверхні Землі на геологічні процеси обговорювали неодноразово. Вважають, що особливо інтенсивного бомбардування Земля разом з Місяцем зазнала на найбільш ранніх стадіях свого існування, причому таке бомбардування зумовило не лише утворення кратерів та ударний метаморфізм земних порід у межах кратерів, а й спровокувало вулканічні процеси на глибині під кратерами. За підрахунками енергія миттєвого метеоритного удару в 10^{22} раз перевищує енергію, яка виникає у тектонічних процесах, а температура сягає 3 000...4 000°C, тоді як для ви-

никнення найбільш високотемпературних магматичних розплавів достатньо 1 200...1 500°C. Фізичні властивості змісних порід змінюються на глибину до 25 км, а підвищення температури, пов'язане з падінням найбільших метеоритів, повинно охоплювати області з перерізом до 1 000 км. Існування в природі подібних явищ не викликає сумніву, але залишається питання, як вони здатні впливати на загальну геологічну будову приповерхневої частини Землі? Якби метеоритне бомбардування хоч якось вплинуло на найдавніші геологічні утворення, ми могли б спостерігати безліч кільцевих структур, кожна з яких характеризувалась би автономною геологічною будовою. Пошуки таких структур проводили неодноразово і чимало дослідників виділяють як найдавніший (ранньоархейський чи катархейський) "нуклеарний" етап, на якому повинні були виникати нуклеари – найдавніші геологічні структури ізометричної форми. Проте геологічне картування найдавніших архейських товщ свідчить, що вони зберігають однаковий характер розривів на територіях, які значно перевищують за площею розміри будь-яких кратерів. Діаметр найбільшого серед відомих Пучеж–Катунського кратера в районі м. Нижнього Новгорода становить 80 км, але це можна розглядати лише як локальне явище. На висотних аерофотознімках і знімках з космосу дешифрується безліч кільцевих структур, але у випадку геологічного картування більшість з них не підтверджується геологічними даними (менша частина таких структур утворена інтрузивними тілами, природа багатьох інших лишається загадковою). Вважають, що найінтенсивніше бомбардування Землі, так само як і Місяця, відбувалося 4,4...4,0 млрд років тому. На Землі утворення цього часу не збереглися і в подальших, власне геологічних процесах метеоритне бомбардування суттєвої ролі не відіграло.

Зміни *гравітаційного потенціалу* – найцікавіше явище, роль якого в енергетичному балансі Землі ще остаточно не з'ясована. Притягання з боку Місяця та Сонця зумовлює на Землі "припливні хвилі" – підняття та зниження, які пересуваються не тільки по поверхні океанів, а й по поверхні твердих порід континентів. В останньому випадку висота припливних хвиль незначна – до 45 см, але на початку геологічного етапу, за розрахунками О. Г. Сорохтіна та С. А. Ушакова, 1991, Місяць був значно ближче до Землі й висота припливної хвилі досягала 1,5 км. Кожна така хвиля могла викликати землетруси в приповерхневих частинах Землі, що призводило до підвищення температури. Крім того, на поділ мас, передусім рухомих компонентів, повинна впливати ротація планети. Вважають, наприклад, що на Місяці та Марсі існують глобальні кругові пояси, у межах яких процеси плавлення й магматизму відбуваються інтенсивніше. Можна очікувати, що і в глибинах Землі процеси повинні якось залежати від положення стосовно полюсів, а також від можливих змін швидкості обертання планети.

Чимало дослідників вважають, що у повторенні головних тектонічних циклів на Землі є певна періодичність, яка відповідає інтервалу 150...200 млн

років³¹ і він збігається з так званим галактичним роком (періодом обертання Сонячної системи навколо галактичного центру, розташованого на відстані приблизно 30 000 світових років у напрямі сузір'я Стрільця). Швидкість руху Сонячної системи в просторі протягом галактичного року змінюється від 207 км/с (галактична зима) до 250 км/с (галактичне літо), а гравітаційний потенціал відповідно зростає на 27%. Зі зниженням потенціалу зменшується величина стиснення Землі, що спричиняє розвиток субмеридіональних дислокацій. Зі збільшенням потенціалу збільшується стиснення вздовж осі планети й переважають субширотні дислокації, пов'язані з розширенням по екватору (зараз Земля перебуває у стадії зменшення стиснення, що відповідає галактичній осені).

Усі перелічені вище сили, безперечно, впливали на ендегенні, втім числі магматичні процеси й еволюцію Землі в цілому, але співвідношення їх з часом змінювалось. Тому в еволюції Землі можна виділити кілька етапів з різними енергетичними характеристиками.

Перший етап (5,0–4,6 млрд років) відповідає часу акреції Землі. На початку його Землі як такої взагалі не існувало, а наприкінці повинні були почати діяти всі розглянуті чинники. Рубіж 4,6...4,5 млрд років вважають моментом завершення акреції і початком існування Землі як уже сформованої планети.

Другий етап охоплює період 4,5...4,0 млрд років. Його можна назвати догеологічним. На цьому етапі Земля підлягала інтенсивному метеоритному бомбардуванню. Рубіж 4,0 млрд років вважають моментом завершення активного бомбардування та моментом різкого збільшення відстані між Місяцем й Землею.

Третій етап (4,0...2,0...1,9 млрд років) відповідав активним проявам геологічних процесів, які сильно відрізнялись від процесів "сучасного" етапу. На цьому етапі важливу роль відігравали процеси регіональної (розвинутої на величезних площах) високотемпературної перекристалізації (метаморфізма) порід і тісно пов'язаних з цим процесів так званої регіональної гранітизації. 2,0...1,9 млрд років тому прояви регіонального метаморфізму та регіональної гранітизації різко скоротилося, що ймовірно пояснювалося різким зменшенням виділення радіоактивного тепла, можливо, внаслідок повного розпаду нестабільних ізотопів.

Четвертий етап розпочався приблизно 2,0 млрд років тому й продовжується досі. Зменшення виділення теплової енергії у верхніх шарах Землі сприяло підвищенню їхньої жорсткості. У підсумку зникли умови для масових проявів регіонального високотемпературного метаморфізму та гранітизації, оформились найдавніші континентальні структури – докембрійські "ядра" материків і виникли передумови для "запуску" механізму так званої

³¹ За іншими даними галактичний рік становить 230 млн років (А. Азімов, 2004).

плитної тектоніки. На цьому етапі провідним чинником вважають сили гравітації, які зумовлюють процеси переміщень речовини у надрах Землі. З погляду енергетики ці процеси ведуть до зниження кількості потенційної енергії й підвищення ступеня гравітаційної врівноваженості окремих частин планети. Пошук врівноваженості виявляється не лише в механічних (тектонічних) переміщеннях, а й у фазових переходах (у тім числі появи магматичних розплавів) і хімічних реакціях.

Згідно з сучасними поглядами приповерхнева частина Землі складається з низки так званих літосферних плит, які перебувають у постійному русі, можуть пересуватись по горизонталі, розходитись або, навпаки, стискатись між собою. Головні геологічні події (утворення нових і знищення старих геологічних тіл) відбуваються на межах таких плит. Коли розходяться плити, між ними виникають зони розтягнення, з якими найчастіше були пов'язані активні вулканічні процеси, та утворення згаданих вище середньоокеанічних хребтів. Це призводить до утворення нової земної кори (тому ці межі плит називають конструктивними). Під час стиснення плит результати залежать від співвідношень їхньої питомої ваги. Зокрема, якщо стикаються між собою океанічна плита з тяжкою земною корою, та континентальна, яка легша завдяки наявності в її будові гранітового шару, то океанічна почне затискатись під другу (цей процес називають *субдукцією*, а межі між плитами називають *деструктивними*).

Донедавна вважали, що тяжкі літосферні плити можуть занурюватись на глибину 650...700 км, тобто до межі верхньої та нижньої мантії (підставою для такого припущення слугувало те, що глибина землетрусів, пов'язаних з цими зонами, не перевищує 700 км). У місцях стиснення виникають потужні тектонічні зони, які похило занурюються під легшу плиту (їх називають зонами Заварицького-Беньофа). Тут же відбуваються активні магматичні процеси, які призводять до виникнення так званих вулканічних островних дуг (найвідомішим прикладом такої дуги є Японський архіпелаг). Сучасні методи сейсмотомографії дають змогу відрізнити релікти занурених уздовж зон Заварицького-Беньофа літосферних плит серед верхньої мантії. Одночасно на продовженні деяких з цих плит виявили існування аномальних ділянок у нижній мантії, тому можна припустити, що плити можуть занурюватись у нижню мантію впритул до межі її з зовнішнім ядром [Процеси і наслідки глибинної субдукції: вступ, 2001].

Процеси стиснення також можуть відбуватися в окраїнних частинах континентів (наприклад, західні окраїни Північно- та Південно-Американського континентів, де утворилися гірські ланцюги Кордильєр і Анди). Подібні умови виникають також під час зіткнення (колізії) двох континентальних або двох океанічних плит. Такі плити мають однакову плавучість і, відповідно, не занурюються, проте на їхніх межах відбувається стиснення й також виникають магматичні процеси. Процеси розтягнення та розривання

плит можуть стосуватися не лише океанічних, а й континентальних плит. У цьому випадку виникають рифтові структури (наприклад, так звана система Великих Африканських рифтів), із якими також будуть пов'язані прояви магматизму, котрі у всіх цих випадках мають різний характер.

У цій концепції залишається ще багато незрозумілого та суперечливого. Різні дослідники виділяють від 6 до 8 плит першого рангу, а в їхньому складі ще багато дрібніших, контури яких розуміють по-різному. Потужність літосферних плит спочатку приймали близькою до 75...100 км, але розглянуті вище відмінності будови мантії під континентами та океанами все частіше дають підстави зробити висновки дослідникам про більшу потужність плит (від 200 до 400 км). Такі потужності тяжко узгодити з механізмом затискання однієї плити під іншу. Немає єдності і в поглядах щодо часу початку дії цього механізму. Деякі автори вважають, що він діяв уже в ранньому докембрії і всі геологічні утворення, які становлять фундамент давніх платформ, виникли в тектонічних умовах, подібних до сучасних. Інші дотримуються думки, що в ранньому докембрії діяли якісь інші механізми, а літосферні плити сформувалися й почали взаємодіяти між собою лише у фанерозої або наприкінці докембрію.

Отож, розвиток концепції плитної тектоніки відіграв без перебільшення революційну роль у всій геології. Ця концепція відкрила можливості для побудови досить простих геомеханічних (геодинамічних, як їх називають) моделей геологічних процесів. Такі моделі дають змогу активніше застосовувати математичний апарат для пояснень і прогнозування наслідків цих процесів.

Найважливішим результатом застосування концепції тектоніки плит стало розуміння того, що магматичні процеси настільки тісно пов'язані з еволюцією літосферних плит, що це допомагає розв'язати обернену задачу – визначити за складом магматичних порід певні особливості прояву плитної тектоніки (так звані геодинамічні обстановки). Зокрема, саме різний характер магматичних утворень у ранньому докембрії та другій половині докембрію й фанерозої дає змогу приєднатись до тієї групи дослідників, які заперечують прояви плитної тектоніки у ранньому докембрії [В. Гамільтон, 1998] і виділяють за різними ознаками в геологічній історії Землі два різних етапи з віком 4...2³² млрд років та від 2 млрд років до сьогодні³³. Першим цей поділ прийняв Штілле у 1944 р., який на підставі тектонічного аналізу запропонував виділяти протогей та неогей.

Наслідком розвитку концепції тектоніки плит став пошук енергетичних джерел процесів, що суттєво відрізняє сучасну геологію від минулої.

³² Наведені цифри приблизні і можуть дещо відрізнятись для різних регіонів.

³³ Імовірною причиною відсутності проявів плитної тектоніки в архей був більше розігрітий (і відповідно менш жорсткий) стан літосфери; вважають, що температура мантії в архей була на 200⁰С вищою, ніж тепер. [В. Гамільтон, 1998].

Перехід від поняття тектонічних (незрозуміло яких саме) сил до поняття енергопотоків вимагає включення теоретичних положень термодинаміки до методологічних основ петрології й розгляду механізмів тепломасоперенесенням та шляхів перенесення енергії й речовини. З питаннями енергетики геологічних процесів тісно пов'язана проблема міграції літосферних плит. Сам факт сучасних переміщень плит доведено за допомогою інструментальних вимірювань. Для давніших часів використовують палеомагнітні дані, за якими плити рухались за дуже складними траєкторіями. Рушійною силою руху плит вважають конвективні течії в мантії, які тягнуть "на собі" плити (деякі дослідники висловлюють сумнів з приводу того, що конвективні течії мають достатньо сили, щоби тягнути важку плиту). Такі течії повинні мати висхідні та спадні гілки і загалом створювати систему замкнутих конвективних комірок. Для того, щоби пояснити складний характер руху плит, припускають, що тривалість існування таких систем відповідала певним тектоно–магматичним циклам. Через деякий час конвективна система підлягала перебудові, плита змінювала напрям руху й починався новий тектоно–магматичний цикл. У цій галузі існують діаметрально протилежні погляди: від припущень існування конвективних комірок планетарного масштабу у всьому обсязі мантії – до повного заперечення можливості конвекції.

Прихильники існування конвекції вважають, що зміни хімічного складу або агрегатного стану речовини, які відбуваються на межі ядра та нижньої мантії, неодмінно спричиняють гравітаційну нестабільність мантії і конвективні течії. Розрахунки свідчать, що різниця щільності мантії на різних ділянках в $0,000001 \text{ г/см}^3$ могла би стати достатньою причиною для виникнення конвекції зі швидкістю 1 см/рік . Водночас градієнт щільності повинен виникати, якщо різниця температур на різних рівнях становитиме хоча б 1°C . У такому випадку конвекція мала б охоплювати всю мантію. Доволі популярні також ідеї про існування двох незалежних рівнів конвекції – в нижній і верхній мантії. Інші дослідники вважають, що конвекція в нижній мантії взагалі неможлива через її високу щільність і може проявлятися лише у верхній її частині, причому комірки повинні мати короткий вертикальний і довгий (понад $1\ 000 \text{ км}$) горизонтальний розміри.

Противники конвекції припускають, що можуть існувати висхідні течії розігрітого матеріалу, й заперечують його опускання у щільнішу мантію після остигання. Вони вважають, що цей матеріал дисперсно розпорошується у верхніх шарах Землі. Інші вважають, що конвекція в твердому тілі взагалі неможлива. Зокрема, одним із заперечень проти існування конвекції є те, що вона неодмінно зумовлює гомогенізацію речовини й шарувата будова верхньої мантії під океанами та континентами просто не могла б існувати.

Отже, існування конвективних течій ніяк не доведене і суперечить результатам ізотопних досліджень винесених вулканічними апаратами глибинних

включень, які свідчать, що мантійні неоднорідності до глибин близько 200 км існували протягом останніх 3 млрд років [В. Карлсон, 1995]. Це свідчить про те, що під час неогену та ймовірно більшої частини протогену верхня частина мантії під ранньодокембрійськими структурами залишалась стабільною й не переміщувалась. Тому багато дослідників критикують концепцію плитної тектоніки й висловлюють думку про необхідність замінити її більш узгодженою з фактичними даними. Можливий альтернативний механізм запропонував Р.В. Ван Беммелен [Р.В. Ван Беммелен, 1991]. На думку цього дослідника, головна причина всіх ендегенних процесів – різниця швидкостей, з якою обертаються внутрішнє ядро й оболонки Землі. Саме ця різниця зумовлює в перехідній зоні між ядром і мантією відносні переміщення речовини, які постачають енергію у вищі горизонти. Головним процесом він вважає спливання мантійних діапїрів різних розмірів з різних глибин. У вертикальних переміщеннях таких діапїрів накопичується потенційна гравітаційна енергія й виникають поля напружень, які призводять до горизонтальних переміщень геологічних мас (плит або їхніх окремих частин унаслідок розколів). Цей механізм Р.В. Ван Беммелен назвав *теорією ундації*.

Останнім часом з'являється все більше прихильників *гіпотези розширення Землі*. За цією гіпотезою, в надрах Землі відбуваються фазові переходи, які зумовлюють зниження щільності мантійної речовини й, відповідно, збільшення радіуса Землі. Доказом цього вважають щорічне збільшення відстані між різними точками на поверхні Західної півкулі, яке виявило Національне космічне агентство Сполучених Штатів за допомогою лазерного променя, відбитого від поверхні Місяця [У. Кері, 1981]. Якщо, наприклад, виготовити глобус з радіусом, пропорційним 2/3 від сучасного, то контури всіх континентів на такому глобусі збігатимуться й для океанів не залишиться місця.

Серед гіпотез розширення Землі особливо цікава *гіпотеза первісно гідридної Землі* [В.М. Ларін, 2005]. За цією гіпотезою під час утворення Землі мала відбуватися сепарація елементів протопланетної хмари під впливом магнітного поля Сонця. Атоми елементів з низькими потенціалами іонізації затримувалися б магнітними силовими лініями поблизу Сонця, а з високими (тобто такі, які важче піддавалися іонізації) – віддалялися на периферію майбутньої сонячної системи. Внаслідок цього Земля виявилася збагаченою воднем, поступове вивільнення якого, піднімання вгору та реакції з киснем покладено в основу всіх геологічних процесів. Різні реакції за участю водню потребують менших витрат енергії порівняно з реакціями „на кисневій основі” і можуть відбуватися за значно нижчих Р-Т умов.

Найпринциповішою відмінністю між гіпотезами плитної тектоніки та розширення Землі є підхід до пояснення утворення складчастих поясів (орогенних поясів). Прихильники гіпотези розширення Землі вважають їх зонами стиснення та занурення частини земної кори в мантію. Прихильники другої вважають такі пояси зонами розширення й винесення якоїсь частини мантійного матеріалу. Слабке місце плитної тектоніки – неможливість по-

яснити існування довготривалих відмінностей між складом мантії під континентами та океанами (за постійного переміщення плит такі відмінності повинні зникати). Гіпотези розширення Землі не можуть пояснити відмінності складу магматичних утворень у різних зонах розширення (наприклад, серединноокеанічних хребтів і складчастих поясів). Можливо, найліпше узгоджені з фактичним матеріалом *гіпотези пульсації Землі*, які припускають чергування періодів стиснення та розтягнення [В.Є. Хаїн, 2001].

Незалежно від того, яка з цих гіпотез ближча до істини, доходимо висновку, що поява, особливості складу та локалізації магматичних утворень тісно пов'язані з усією сукупністю ендегенних геологічних процесів (тобто магматичні процеси ніколи не проявляються "самі собою" і у випадковому місці).

3.6.2. Зародження магматичних розплавів

Магматичні розплави, з яких утворюються вивержені породи, виникають у верхній мантії і нижніх частинах земної кори на глибинах від 250 до 20 км (можливо, децю менших).

Утворення мантійних магматичних розплавів

За різними оцінками з мантії щорічно виплавляється близько 20 км³ речовини, і вся земна кора також є похідною мантійної речовини. Тому перше питання, яке виникає під час розгляду магматичних процесів, чому і в яких умовах виплавляють розплави з мантії.

Відомо, що зі збільшенням глибини на 1 км температура у надрах Землі підвищується в середньому на 30°C. Цю величину називають *геотермічним градієнтом*. У деяких районах він може бути значно більшим. За підрахунками на глибині 100 км температура повинна становити близько 2 000°C, тоді як магматичні породи в умовах нормального тиску (1 атм) плавляться при температурах 1 000...1 500°C і нижче. Незважаючи на підвищення температури з глибиною, у сухій мантії ніколи не можуть виникати розплави, оскільки цьому перешкоджає одночасне підвищення тиску (перехід речовини у розплавлений стан вимагає різкого збільшення об'єму; саме це в умовах високого всебічного тиску виявляється неможливим). Отже, без додаткових чинників мантія плавиться не буде.

Припускають три можливі *причини плавлення*: зниження тиску (так звана декомпресія), наявність флюїдів³⁴, приплив додаткового тепла у вигляді так званих тепломасопотоків.

Декомпресія може відбуватись у зв'язку з умовами розтягнення в зонах розломів. Раптове зниження тиску на розігріту мантійну речовину призво-

³⁴ Флюїдним називають стан речовини, за якого втрачається межа між розчинами та газами. На великих глибинах зникає межа між флюїдом і розплавом.

дить до переходу її в розплавлений стан. Можна думати, що такий механізм можливий лише на невеликих глибинах, оскільки на значних тиск не може змінюватись з достатньою швидкістю. Типовими проявами такого механізму вважають постійні виливи основних розплавів у зонах СОХ, де аномально розігріта мантія залягає найближче до земної поверхні.

Наявність легких компонентів (H_2O , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 , N_2 , Cl_2 , F_2) у флюїдному стані суттєво впливає на температуру плавлення. За експериментальними даними залежно від тиску водяної пари (P_{H_2O}) температура плавлення піроксенів може знижуватись на $100^\circ C$, альбіту – на кілька сотень градусів. Вважають, що такі умови виникають у мантії поблизу зон субдукції. Океанічні літосферні плити, що занурюються, несуть з собою значну кількість води, яка під дією температури та тиску починає мігрувати в мантійну речовину. Зазначені вище припущення про занурення плит у нижню мантію зумовлюють обговорення питання про можливість постачання таким способом води у нижню мантію.

Чимало моделей припускають привнесення такої кількості тепла у верхню мантію зі значно більших глибин, яка може подолати “нейтралізуючий” вплив всебічного тиску і зумовити появу розплавів. Спосіб, у який привноситься це тепло, дослідники уявляють собі по-різному. Ми вже розглядали гіпотезу існування в мантії системи конвективних комірок, у межах яких відбувається “кругообіг” мантійної речовини. Мантійна речовина підлягає розігріву на межі нижньої мантії та зовнішнього ядра і піднімається вгору, віддаючи теплову енергію верхній мантії та зумовлює появу магматичних вогнищ. Паралельно з гіпотезою конвективних комірок розвиваються уявлення про існування в мантії так званих *плюмів* – висхідних потоків розігрітої мантійної речовини, які підплавають у різних місцях (гарячих точках) літосферні плити. Їх уявляють у вигляді гриба – висхідний потік утворює стовбур, а під подошвою плит матеріал розтікається в різні боки, утворюючи шапку.

Останнім часом виникла модель суперплюмів, які виникають внаслідок злиття кількох плюмів і мають деревоподібну форму. Припускають, що плюми зароджуються на межі верхньої та нижньої мантії або на межі нижньої мантії та ядра. Відмінності між плюмами та конвективними течіями мантійного матеріалу автори гіпотез вбачають у відсутності спадних течій матеріалу (припускають, що він розпорошується під подошвою плит) і коротшому періоді дії плюмів порівняно з комірками. На підставі даних сейсмотомографії припускають, навіть, що конвективні течії можуть деформувати або зрізати верхні частини плюмів [М. Абельсон, Г. Байер, А. Егнон, 2001]. Наприклад, результатом дії плюмів вважають океанічні вулканічні острови, що підіймаються над абісальними рівнинами, які повинні бути стабільними амагматичними структурами. Типовим прикладом є Гавайські острови. Вони витягнуті в одному напрямі вулканіти. Вулканіти, що їх

утворили, виникали послідовно вздовж однієї лінії. Припускають, що це результат “пропливання” літосферної плити над плюмом.

Варто зазначити, що сьогодні не існує чітких критеріїв, за якими можна відрізнити магматичні похідні плюмів від порід, що виникали в інших умовах. Тому геологи доволі часто припускають прояви діяльності плюмів у різних регіонах без достатніх для цього підстав. Деякі дослідники припускають, що підймання розігрітої речовини з глибин має перервний характер і відбувається у вигляді велетенських пухирів – мантийних діапїрів.

Підсумувати сказане можна так – конкретні механізми привнесення тепла, потрібного для магматичних процесів з глибин, чітко не виявлені, але попри розбіжності усі дослідники припускають надходження з глибин планети вертикально спрямованих енергетичних імпульсів, які зумовлюють появу магматичних розплавів.

За А.А. Маракушевим, 1976, *магматичні розплави* – це суттєво іонні силікатні та алюмосилікатні розплави з кисневою основою й складною квазікристалічною будовою. Вона зумовлена існуванням у розплаві впорядкованих кремнекисневих угруповань, які під час застигання розплаву полімеризуються й утворюють *кремнекисневі тетраедри*. Силікатні розплави мають здатність розчиняти значну кількість води та вуглекислоти.

Коли обговорюють теоретичні аспекти процесів плавлення мантийного субстрату, звичайно використовують експериментальні дані за системою $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (CMAS), що відповідає мінеральній асоціації форстерит–енстатит–діопсид–піроп–шпінель. Процеси плавлення мантийної речовини мають вибірковий, як кажуть, *селективний* характер – першими в розплав переходять найбільш легкоплавкі компоненти, останніми найбільш тугоплавкі. Отже, мантийна речовина поділяється на розплав, складений переважно легкоплавкими компонентами, та тугоплавкий залишок. Виплавки з мантийного субстрату часто називають *ортомагматичними*, тугоплавкий залишок – *реститом*. Плавлення відбувається з поступовим зникненням із субстрату тугоплавких мінералів; відповідно, склад реститу буде все більше відрізнятися від вихідного складу мантиї. Першим у реститі зникне клінопіроксен, пізніше ортопіроксен і найбільш тугоплавкий рестит буде складений олівіном; паралельно з тим у реститі зростає відношення Mg/Fe (залізо більше переходить у розплав порівняно з магнієм).

В експериментах, які проводили з тиском близько 20 000 атм, плавлення починалось за температури 1 420°C, за температури 1 560°C виникав олівіновий рестит. Зміна складу реститу відбувалася в послідовності $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Srx} + \text{Ol} + \text{Or} + \text{Ol}$. Такі реститові маси з часом можуть витискатись по тектонічних зонах у твердопластичному чи кашоподібному стані у верхні горизонти (у цьому разі вони зберігають сліди глибинних деформацій). Ймовірно, так виникають плутонічні масиви дунітів і гарцбургітів.

Розрізняють два механізми плавлення: *рівноважене* та *фракційне*.

Врівноважене плавлення спостерігають, коли перші утворені порції розплаву залишаються на місці і продовжують реагувати з реститом³⁵. Зі збільшенням кількості такого розплаву до 20...25% він не може утриматись у кристалічному каркасі й повинен мігрувати в зони зниженого тиску. Склад ортомагматичного розплаву залежить від ступеня виплавлення. Першими в розплав переходять найбільш легкоплавкі елементи, насамперед луги. Тому початкові виплавки матимуть лужний склад, якщо вони відокремляться від субстрату, виникнуть лужні розплави. Якщо ж такі виплавки залишаються в системі мантия–розплав, то зі збільшенням ступеня плавлення в них у зростаючій кількості будуть переходити більш тугоплавкі компоненти (залізо, кальцій, певна кількість магнію). Відповідно, відносна кількість лугів у такій виплавці послідовно буде зменшуватись, а загальний склад розплаву ставатиме основним і наблизатиметься до вихідного складу мантиї.

Розрахунки, підтверджені експериментальними даними плавлення та кристалізації мінеральних сумішей, свідчать, що при 5% плавленні розплав матиме склад лужного базальту³⁶, при 20...30% плавлення субстрату склад виплавки відповідатиме нормальному базальту, при 50...60% – розплав матиме ультраосновний склад з високою кількістю магнію (коли застигає такий розплав, виникають вулканічні породи, складені олівіном і клінопіроксеном, які називають *коматїїтами*). Однак повного плавлення мантийної речовини досягнути не можливо, завжди залишається певна кількість реститу, тому розплав ніколи не відповідатиме вихідному складу мантийного джерела. Ортомагматичні розплави та рестити взаємно доповнюються до вихідного складу мантийного субстрату, кажуть, що вони між собою *комплементарні*. Викладена вище схема спрощена. У процесах плавлення взаємодіють кілька чинників, і врахувати вплив кожного з них дуже складно. Наприклад, при 40% плавлення розплаву вже важко утриматись у системі, він неминуче “відривається” від материнського субстрату й починає підніматись вгору (саме через те базальти найпоширеніші з магматичних гірських порід), тобто досягти 60% плавлення субстрату без якихось додаткових умов не вдається. Тому припускають, що коматїїти виникають шляхом повторного переплавлення залишкового мантийного субстрату після того, як з нього були видалені легкоплавкі компоненти. З іншого боку, виникає питання, як відокремлюються від мантийного субстрату розплави низьких ступенів плавлення, які дають початок лужним базальтам? У цьому випадку доводиться

³⁵ Вище було показано, що процеси кристалізації олівіну підлягають закону перитектики. Цей самий закон діє “у зворотному напрямі” в умовах врівноваженого плавлення фемічних мінералів.

³⁶ Базальти – найпоширеніші на Землі вулканічні породи основного складу (див. нижче розділ “Основні силікатні породи”). Базальти нормального ряду складені парагенезисом $P1 + Srx \pm Ol$. У лужних відмінах базальтів наявні фельдшпатоїди.

припускати дію ще якогось додаткового чинника (можливо тектонічного в зонах розтягнення).

Також з'ясовано, що температура плавлення субстрату зростає не тільки зі збільшенням відношення Mg/Fe, а й відношення CaO/Al₂O₃ у разі постійної магнезіальності. Підвищення температур, потрібних для плавлення субстрату, також може бути зумовлене вищим тиском вуглекислого газу (P_{CO₂}), підвищенням глибини плавлення, збільшенням всебічного тиску. І, навпаки, зменшення глибини плавлення та всебічного тиску, збільшення кількості глинозему або залізистості, збільшення тиску водяної пари (P_{H₂O}) зумовлюють зниження температури плавлення мантієного субстрату. Через те на тій самій глибині з того самого мантієного субстрату залежно від додаткових умов (наприклад, різного значення співвідношення P_{H₂O}/P_{CO₂}) можуть виплавлятися різні за складом розплави. Особливе значення має тиск води. Експерименти свідчать, що за наявності води температура плавлення мантієного субстрату суттєво знижується і з нього може утворитися коматієтовий розплав внаслідок одноактного процесу (принципова можливість такого механізму підтверджується вмістом до 10% води, у природних коматієтах – [Н.Ф. Шинкарьов, 1983]. Склад флюїдів впливає і на склад розплавів, які виникають з мантії. Якщо підвищена кількість H₂O, то виникають кварцнормативні, якщо підвищена кількість CO₂ – ларнітонормативні розплави³⁷ [Магматичні гірські породи. Ультрасновні породи, 1988]. Більшість дослідників пов'язує з CO₂ підвищення лужності розплавів.

Фракційне плавлення – це процес, за якого порції розплаву, щойно утворившись, відразу відокремлюються від мантієного субстрату. До недавнього вважали малоімовірним, оскільки доволі складно уявити собі причини, через які невеликі порції розплаву почнуть відокремлюватися від субстрату. Дослідження склуватих включень (залишків розплаву) в плагіоклазах базальтів підтверджує, що такі реліктові включення нерідко відрізняються за складом навіть у межах одного зерна плагіоклазу [П. Ск'яно, 2003]. Це є доказом фракційного відокремлення від субстрату крапель розплаву різного складу. Краплі, підіймаючись вгору, зливаються у магматичну колону, яка рухається вгору; відмінності складу між різними частинами розплаву нівелюються. Вважають, що саме механізм фракційного плавлення діє під час утворення базальтів під СОХ (оскільки плавлення відбувається в умовах декомпресії, відокремлення крапель розплаву від субстрату полегшене порівняно з іншими умовами). Дослідження включень дало підстави зробити припущення, що порції розплаву, які їм відповідають, одночасно утворювалися в інтервалі глибин від 20 до 80 км.

³⁷ Кварцнормативними є розплави нормальної лужності, під час диференціації та кристалізації яких може утворитися кварц. Ларніт (Ca₂SiO₄) вважають показником збіднення розплаву кремнеземом.

Механізм сепарації мантійної речовини на комплементарні ортомагматичні розплави та рєстит переконливо ілюструється дослідженнями поведінки хімічних елементів – так званих петрогенних чи головних (major elements), які входять до кристалічних ґраток найпоширеніших (породотвірних) мінералів і розсіяних (minor elements). До розсіяних належать елементи, які трапляються в породах у кількості менше 0,1% маси або менше, ніж 1 000 частин на мільйон (ppm). Розвиток прецизійних методів досліджень дав змогу з великою точністю визначити вміст розсіяних елементів у породах, окремих мінералах та окремих частинах цих мінералів. Це, без перебільшення, призвело до революції в петрології, оскільки дало змогу вивчати та моделювати ендегенні процеси принципово новими методами. З'ясовано, що поведінка розсіяних елементів під час процесів виплавлення та подальшої кристалізації розплавів має чіткі закономірності, що сприяє застосуванню математичного апарата для перевірки різних гіпотез. Відповідно до магматичного процесу розсіяні елементи поділяють на *когерентні* (сумісні) та *некогерентні* (несумісні).

Когерентні елементи – це ті, поведінка яких корелюється з поведінкою породотвірних оксидів. Вони концентруються переважно у високотемпературних мінералах, останніми переходять в розплав під час плавлення мантійного субстрату й першими вилучаються з розплаву, коли розпочинається кристалізація його. Похідні тих розплавів – базальти – здебільшого містять кристали (так звані порфірові вкрапленики) мінералів, які утворились на перших стадіях застигання розплаву, та нерозкристалізовану основну масу (вулканічне скло), яка не встигла розкристалізуватись під час виливу розплаву на поверхню. Отже, когерентні елементи головно концентруються у порфірових вкраплениках вулканічних порід. До когерентних належать такі елементи: V, Mn, Ti, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr, Nb, Ta [Б.Г. Лутц, 1980]. Вони концентруються у високотемпературних мінералах (нікель в олівіні, кобальт в ортопіроксенах, хром у клінопіроксенах), їхні концентрації є показником поведінки (накопичення чи сепарації) тих мінералів. Натомість у рєститі їхня кількість змінюється досить мало.

Некогерентні елементи, навпаки, у значній кількості переходять у розплав на початкових стадіях плавлення мантійного субстрату. Далі зі збільшенням кількості розплаву їхня концентрація поступово зменшується, наближаючись до вихідної концентрації в мантійному субстраті. Під час застигання розплаву вони концентруються в останніх його порціях (тобто у вулканічному склі). Особливості їхнього розподілу вважають найбільш інформативними у разі дослідження процесів часткового плавлення субстрату та подальшої еволюції мантійних виплавок. До них належать лужні (Li, Na, K³⁸, Rb, Cs) та лужноземельні (Sr, Ba) елементи, які об'єднують в

³⁸ Лути в базальтах не породотвірні, а розсіяні елементи.

групу літофільних або LIL- елементів, радіоактивні елементи (Th, U) та рідкісні землі – РЗЕ.

У деяких випадках той самий елемент залежно від середовища може змінювати свою поведінку. Наприклад, фосфор несумісний у розплавах основного складу та сумісний у кислих, оскільки під час їхньої кристалізації утворює власний мінерал – апатит. Загалом діє така закономірність: елементи з невеликими іонними радіусами та низькою валентністю переважно сумісні, а елементи з великими радіусами – здебільшого несумісні. Чим ближчі елементи між собою за розмірами іонів і валентністю, тим більше подібна їхня поведінка в різних процесах.

Особливу увагу приділяють дослідженню поведінки рідкісноземельних елементів. РЗЕ (REE в англійській літературі) або лантаноїди містять 15 елементів, починаючи від лантану (№ 57) до лютецію (№ 71), нерідко до цієї групи зачисляють також ітрій, який має № 39, але за розміром іонного радіуса дуже близький до гольмія (№ 67). Лантаноїди з парними атомними номерами стабільніші й частіше трапляються в природі. Сусідні пари елементів цього ряду мало відрізняються між собою, але відмінності в поведінці легких (початкових членів ряду) та тяжких (кінцевих членів) лантаноїдів призводять до їхньої сепарації в магматичних процесах.

Відповідно до розглянутого вище механізму сепарації мантії речовини РЗЕ (особливо легкі – початкові члени ряду) переходять у розплав першими серед легкоплавких компонентів. У разі подальшого плавлення їхня відносна кількість у розплаві знижується, проте перевищує вміст у вихідному субстраті.

Таблиця 3.15

Вміст рідкісноземельних елементів (г/т) у хондритах:
1 – за (С. Тейлор і С. Макленнан, 1985), 2 – за (С. Томпсон, 1982).
Наведено за [Г. Роллінсон, 1993]

Номер аналізу	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	0,367	0,957	0,137	0,711	0,231	0,087	0,306	0,058	0,381
2	0,329	0,865	–	0,63	0,203	–	–	–	–

	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	0,0851	0,249	0,0356	0,209	0,0381	2,1
2	–	–	0,034	0,22	–	2,0

У реститах, навпаки, їхня кількість повинна бути меншою від вмісту в хондритах. Тому вміст рідкісноземельних елементів найліпший критерій у разі поділу порід – похідних реститів та ортомагматичних розплавів. Порів-

няння вмісту лантаноїдів переважно проводять шляхом нормування³⁹ їхньої кількості стосовно еталона. Різні дослідники за еталон приймають кількість кожного з елементів, визначену у вуглистих хондритах (тип С1) або ж розраховану для середнього вмісту у метеоритах різних типів; у деяких випадках вміст РЗЕ нормується за базальтами СОХ (MORB в англомовній літературі). Проблема полягає в тому, що склади, за якими відбувається нормування, доволі суттєво відрізняються і, відповідно, відрізняються кінцеві результати. Г. Ролінсон [1993] вважає, що оптимальною базою для порівнянь є склад хондриту, розрахований Томсоном (табл. 3.15). У кожному випадку треба зазначити, який саме склад вибраний за основу для розрахунків.

Діаграми, на яких проводять порівняння РЗЕ, в англомовній літературі називають *spidergram*, що в перекладі означає павукограми. Отримані відношення відкладають у логарифмічному масштабі; склад, за яким проведено нормування, відповідає на діаграмі горизонтальній лінії при значенні 1. Всі значення понад 1 означають збагачення, значення менше 1 – виснаження РЗЕ (рис. 3.26). Зрідка трапляються ультраосновні породи, в яких співвідношення РЗЕ близьке до одиниці, а мінеральний склад наближається до вихідної мантіїної речовини, розглянутої в попередньому розділі (РЗЕ концентруються переважно в найбільш легкоплавкому компоненті тих порід – клінопіроксені).

За період геологічної історії Землі виплавлення магматичних розплавів у кожній ділянці верхньої мантії відбувалося неодноразово. Це порушувало співвідношення хімічних елементів у мантіїній речовині, склад якої дедалі більше відхилявся від первісного стосовно гомогенного хондритового. Воно призвело до виникнення в будові мантії додаткових (вторинних) неоднорідностей – значних за розмірами ділянок з різними геохімічними та ізотопними характеристиками. Склад цих ділянок впливає на склад утворених з них розплавів, тому вважають, що визначення характеру мантіїного джерела є головною сучасною проблемою петрології.

Розрізняють три головні типи сучасної мантії: *примітивна, деплетована та збагачена*. Під *примітивною мантією* розуміють ділянки, склад яких залишився близьким до вихідного (хондритового). Наявність таких ділянок у верхній мантії достеменно не виявлено, припускають, що примітивний склад зберігає нижня мантія, а у верхній вихідні співвідношення елементів можуть зберігатися в місцях виходу глибинних плюмів з нижньої мантії, зокрема під океанічними островами. У пошуках і розділенні різних типів мантіїної речовини першочергове значення надають дослідженням ізотопних співвідношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ та деяким іншим.

³⁹ Нормування (гр.) — операція ділення вмісту певного елемента на вміст тих же елементів у зразку, прийнятому за норму (еталон). У цьому разі вміст кожного елемента в еталоні “ділять сам на себе” і приймають за одиницю.

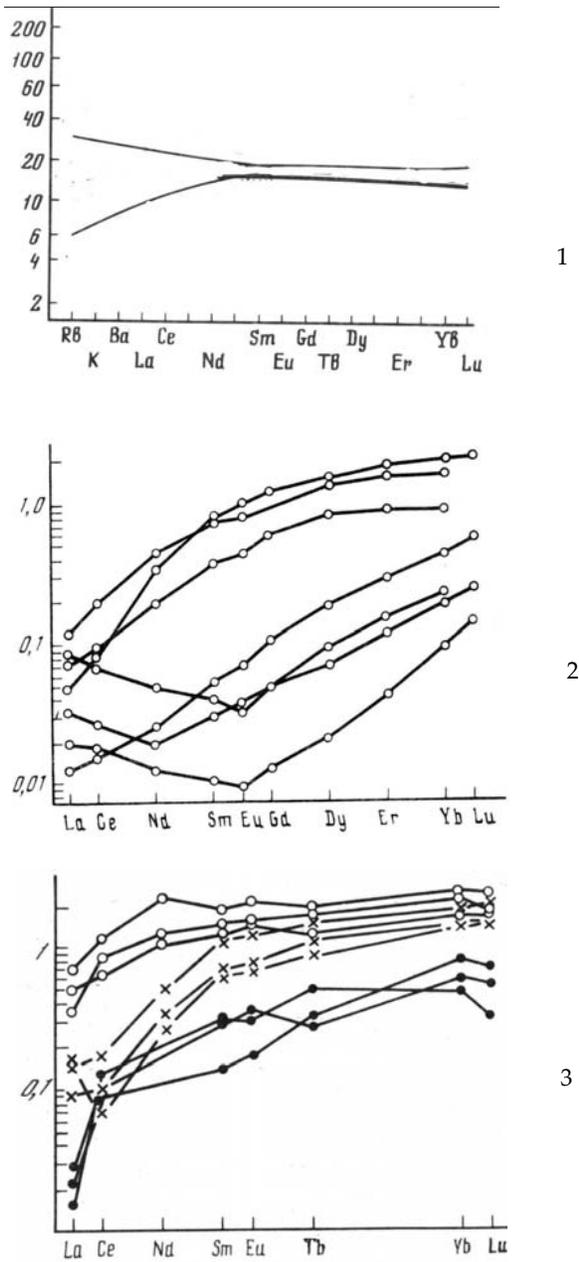


Рис. 3.26. Нормований за хондритом вміст рідкісноземельних елементів в:
 1 – похідних ортомагматичних розплавів (базальти СОХ [Магматичні гірські породи. Основні породи, 1985]); 2 – імовірних рестилах (ультраосновні породи Уралу [Магматичні гірські породи. Ультраосновні породи, 1988]), 3 – породах, які, ймовірно, близькі за складом до мантіїної речовини (лерцоліти району Лігурійського моря [Магматичні гірські породи. Ультраосновні породи, 1988]).

Деpletованою називають мантію, з якої під час магматичних процесів була винесена якась частина некогерентних елементів. Прикладом таких ділянок вважають мантію під СОХ. Для них характерна зменшена кількість клінопіроксену (оскільки він першим з мантійних мінералів переходить у розплав), знижене співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($< 0,7025$) та збільшене порівняно з примітивною мантією значення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Хімічні елементи, винесені з деплетованої мантії, пішли на побудову земної кори. Тому вважають, що кора та деплетована мантія комплементарні – вони взаємно долучаються до складу примітивної мантії.

Збагачена мантія відрізняється від примітивної підвищеною кількістю некогерентних елементів. Усі дослідники вважають, що ці елементи були звідкись привнесені і називають це явище глибинним або мантійним метасоматозом. Припускають існування декількох джерел привнесення. Найчастіше говорять про глибинний метасоматоз під впливом водних розчинів, що виділяються в навколишні породи з літосферних плит, які занурюються в зонах субдукції. Другим можливим джерелом вважають привнесення некогерентних елементів з більших глибин плюмами. Існує також гіпотеза дегазації мантії, згідно з якою головну роль у складі глибинних флюїдів відіграє водень. В умовах нестачі кисню флюїди на великих глибинах мають відновний характер. Вони розчиняють і виносять у верхні горизонти лужні елементи. Тут водень реагує з киснем, що, з одного боку, дає екзотермічний ефект (тобто виділення тепла), з іншого – поява води знижує температуру плавлення мінералів. Незалежно від поглядів на генезис, усі дослідники вважають, що на ділянках збагаченої мантії повинні існувати вкрапленість або жильні тіла, складені амфіболом (під океанами), флогопітом (під кон-

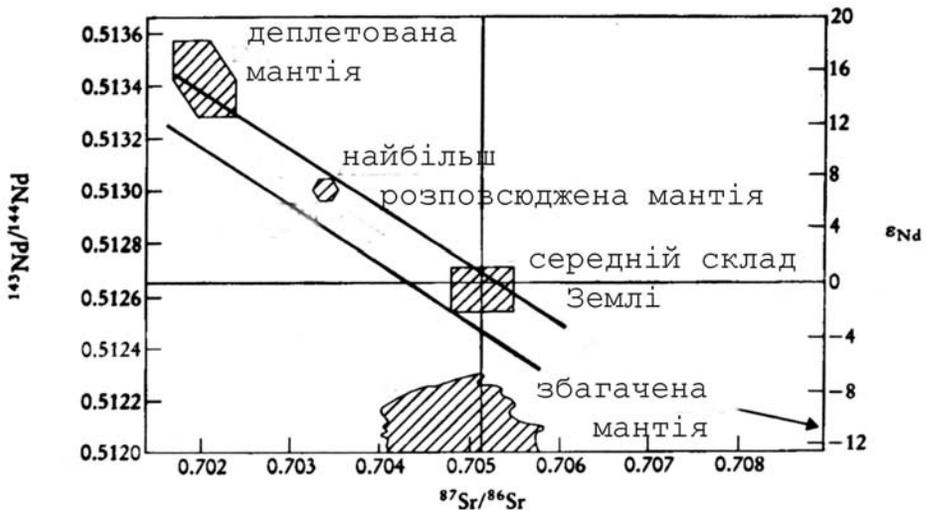


Рис. 3.27. Співвідношення ізотопів у різних мантійних резервуарах [за Г. Ролінсоном, 1993]

тинентами), апатитом, клінопіроксеном. У цьому разі амфібол і флогопіт містять воду, апатит слугує концентратором таких елементів: Th, U, Cl, Br, Sr, PЗЕ, а клінопіроксен – Sr, Zr, Y, Pb, Th, U, PЗЕ. У подальших процесах ці мінерали можуть розкладатись і давати флюїди та розплави з високим вмістом некогерентних елементів; вважають також, що ознакою глибинного метасоматозу є підвищений вміст Os та велике значення відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Відмінності між різними типами мантії добре відображає діаграма (див. рис. 3.27), на якій середній склад мантії Землі, ймовірно, найближче відповідає примітивній мантії. У табл. 3.14. подано співвідношення хімічних елементів у різних типах мантіїних джерел за оцінками багатьох дослідників.

Утворення магматичних розплавів у земній корі

В умовах земної кори магматичні розплави, ймовірно, зароджувались на рівнях, недоступних для безпосередніх спостережень⁴⁰. Розрахунки підтверджують, що на глибинах близько 20 км лінія температурного градієнта перетинає криві плавлення кислих порід, тобто на цій глибині за певних додаткових умов можуть виникати кислі розплави. Припускають, що температури виникнення розплавів становлять не менше 800°C, але можуть знижуватися за наявності водних флюїдів. Головні особливості процесу виплавлення магматичних розплавів в умовах земної кори підкоряються так званому закону евтектики⁴¹. Розглянемо дію цього закону на прикладі плавлення суміші кристалів діопсиду та плагіоклазу (рис. 3.28).

На діаграмі існує чотири поля, відокремлені між собою суцільними лініями. Нижня суцільна горизонтальна лінія (СС) – *солідус* відповідає появі перших крапель розплаву при нагріванні суміші кристалів діопсиду та анортиту. Верхня крива (ЛЕЛ) – *ліквідус* – відповідає зникненню останніх кристалів і повному розплавленню системи. Характер процесів плавлення і склад розплавів безпосередньо залежать від кількісних співвідношень діопсиду та плагіоклазу у початковій суміші, тобто від вихідного складу системи. Візьмемо, наприклад, суміш кристалів у кількісних співвідношеннях, які відповідають точці A_1 на горизонтальній прямій “діопсид–анортит” (приблизно 70% анортиту та 30% діопсиду). Під час нагрівання її в системі не буде відбуватися змін доти, доки температура не досягне температури солідуса. У цей момент почнеться одночасне плавлення обох мінералів, яке буде продовжуватися доти, доки не розплавиться той мінерал, якого менше, тобто в цьому випадку діопсид. Про це варто наго-

⁴⁰ Деякі дослідники вважають, що в областях розвитку раннього докембрію можна спостерігати релікти магматичних вогнищ – тобто місця безпосереднього утворення розплавів; це питання розглянемо у розділі “Гранітизація”.

⁴¹ Цей закон повинен діяти й у разі утворення мантіїних розплавів, але там на перше місце виходить закон інконгруентного плавлення або перитектики.



Рис. 3.28. Діаграма системи діопсид ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) – анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (за Н. Боуеном)

лосити. Температура плавлення чистого анортиту – 1550°C . Температура плавлення чистого діопсиду відповідає 1400°C . У випадку поєднання цих двох кристалів плавлення почнеться за температури 1270°C . Температура буде залишатися постійною, а склад утвореного розплаву відповідатиме точці Е (цю точку називають *точкою евтектики*) доти, доки не зникне останній кристал того мінералу, якого було менше у вихідній суміші (в цьому випадку діопсиду). Лише після цього температура знову почне підвищуватись, плавлення кристалів анортиту продовжиться, а склад розплаву почне змінюватись вздовж кривої ЕА у бік точки А₂. Останній кристал зникне тоді, коли склад розплаву “прийде” в цю точку (тобто, за нижчої температури порівняно з плавленням мономінеральної суміші кристалів анортиту). Якщо кількісні співвідношення кристалів у вихідній суміші діопсид–анортит будуть відповідати точці В₁ на основі діаграми, то під час плавлення першим зникне плагіоклаз, а наприкінці плавлення ми отримаємо розплав, який відповідатиме точці В₂. Розплави, склад яких близький до точки Е (наприклад, такий, що відповідає точці В₂), називають анхїевтектичними (тобто, близькими до евтектичних). Як видно з діаграми, їхнє утворення відбувається за найнижчих температур порівняно з іншими. Ця діаграма ілюструє лише головні закономірності плавлення; в природних умовах вихідний склад мінеральних систем, що підлягають плавленню, безперечно складніший. Більшість магматичних розплавів, які виникають в умовах земної кори, мають кислий склад, наближений до евтектики у потрійній системі “плагіоклаз–калішпат–кварц”.

3.6.3. Диференціація та кристалізація магматичних розплавів

Місця народження магматичних розплавів називають *магматичними вогнищами*. Після відокремлення від субстрату розплав піднімається вгору у вигляді так званої магматичної колони або мантійно-

го діапіру чи астеноліту (суміші розплаву та певної кількості кристалів, яка має форму велетенської краплі) і досягає земної поверхні, утворюючи вулканічні виливи, або зупиняється на певній глибині у так званих *магматичних камерах*, утворюючи після застигання плутонічні тіла (у багатьох випадках розплави під час підйому затримуються у проміжних магматичних камерах).

Дослідники традиційно вважають, що рівень, на який піднімаються розплави того самого складу, залежить головно від ступеня насиченості його парою (флюїдами) води. З водонасичених розплавів у разі досягнення певної глибини внаслідок декомпресії вода раптово відокремлюється, забираючи з собою значну кількість теплоти. У підсумку температура розплаву різко знижується, він втрачає підйомну силу і починає кристалізуватись, утворюючи певні плутонічні породи. Так звані сухі розплави містять невелику кількість води, і це дає їм змогу досягати без суттєвого зниження температури денної поверхні та утворювати вулканічні породи.

За останні декілька десятиріч набуло розвитку визначення складу флюїдів у магматичних породах (праці Летнікова Ф.А., Борисова М.В., Рафальського Р.П. та ін.). Узагальнення отриманих даних дає підстави зробити висновок, що здатність магматичних розплавів до підйому залежить не стільки від кількості води, скільки від співвідношення H_2O/CO_2 у флюїдах. Розплави зі збільшеним відношенням H_2O/CO_2 не можуть утворювати вулканічні виливи, денної поверхні досягають розплави з низьким значенням відношення. Питання, чому взагалі розплав піднімається, остаточно не з'ясоване. З цього приводу існує багато гіпотез: а) розплави витискаються внаслідок тиску на них товщ, які залягають вище; б) розплави піднімаються завдяки декомпресії – розходження тектонічних блоків, що залягають вище, і зниження тиску; в) розплав піднімається завдяки насиченню його газами; г) розплав піднімається внаслідок збільшення об'єму речовини при переході з твердого у розплавлений стан та ін. Проти кожної з цих гіпотез були висунуті доволі вагомі заперечення, однак сам факт підйому розплавів сумнівів не викликає.

Від початку підйому на вищі горизонти до застигання у вигляді низки магматичних порід розплав підлягає певним змінам, зумовленим, передусім, процесами кристалізації. Головні її закономірності відобразив Н. Боуен у загальновідомій схемі (див. розділ 2).

В умовах так званої *зрівноваженої кристалізації*, коли на її хід не впливають жодні інші чинники, крім зниження температури, всі реакції між мінералами відбуваються до кінця і розплав застигає у вигляді однієї породної відмі-

ни, хімічний склад якої повністю відповідатиме вихідному складу магматичного розплаву. У природі хід кристалізації розплаву постійно зазнає впливу додаткових чинників, які так чи інакше зумовлюють відокремлення певних порцій розплаву від головного об'єму, або видалення частини кристалів (які на той час встигли закристалізуватись) із неповністю розкристалізованого розплаву. Ці процеси називають *диференціацією розплавів*. За Ч. Хьюджесом [Петрологія изверженных пород. – М., 1988], *магматична диференціація* – це процес утворення більше, ніж одного типу магматичних порід з магми під час її виверження та охолодження. Процеси диференціації порушують хід кристалізації й щоразу примушують його ніби починатися заново.

Головним механізмом диференціації вважають механічне відокремлення від розплаву (сепарацію) примакристалів – тобто кристалів, які кристалізуються першими (і, відповідно, складені більш тугоплавкими компонентами), та збагачення залишкового розплаву більш легкоплавкими компонентами. Такий процес називають *фракційною*⁴² *кристалізацією*.

Процесам фракціонування значною мірою сприяє те, що розплави від самого початку не є гомогенними і мають складну квазікристалічну будову, зумовлену існуванням впорядкованих кремнекисневих угруповань. Розглядаючи закономірності фракційної кристалізації, уявляють ідеалізовану фізико-хімічну систему, з якої безперервно видаляються кристали одразу після їхнього утворення. Суть процесів найпростіше можна показати на прикладі кристалізації плагіоклазів. Вони в умовах врівноваженої кристалізації повністю прореагують з розплавом і врешті всі кристали матимуть склад, що відповідає вихідному складу розплаву. Важливо зазначити, що не можуть виникнути кристали, кисліші, ніж вихідний склад магматичного розплаву. Під час сепарації кристалів із системи будуть постійно виводитись зерна, збагачені більш тугоплавкими компонентами, і розплав не матиме змоги з ними прореагувати. Процеси кристалізації такого розплаву щоразу будуть починатися заново, а сам розплав щоразу матиме кисліший початковий склад. Відповідно, з нього будуть виникати щоразу кисліші плагіоклази, кінцевий склад яких вже не відповідатиме складу початкового вихідного розплаву. Аналогічний характер матимуть процеси під час кристалізації та сепарації темнобарвних мінералів з тією різницею, що у цьому разі виникатимуть нові більш низькотемпературні мінерали. Врешті розплав застигне у вигляді не однієї породи, як у випадку врівноваженої кристалізації, а у вигляді низки генетично пов'язаних між собою порід різного складу. Що повніше будуть проявлятися процеси фракціонування, то більшою буде різниця між початковими та кінцевими членами таких серій. Приклади проявів фракціонування можна спостерігати, починаючи

⁴² Фракціями називають складові частини систем, які можуть бути відокремлені механічним способом (наприклад, розплав і кристали).

від окремих шліфів (зональність кристалів плагіоклазу є свідченням того, що вони не встигли повністю прореагувати з розплавом), до відслонень із нерівномірним розташуванням магматичних порід і цілих петрографічних провінцій, складених потужними товщами генетично пов'язаних між собою вулканітів різного складу. Диференціація розплавів починається в каналах, якими піднімалися розплави, і завершується у магматичних камерах, тобто після вкорінення розплаву на місці майбутнього застигання.

Існує кілька механізмів фракціонування магматичних розплавів. По-перше, фракціонування розплаву під час руху може бути пов'язане з *гідродинамічною диференціацією* – концентрацією кристалів у серединних частинах підвідних каналів (поблизу стінок каналу рух розплаву уповільнюється внаслідок тертя й кристали мігрують до центральних частин, де рух відбувається з більшою швидкістю). Однією з умов фракціонування такого типу найперше є досить невелика ширина каналу, яким рухається розплав. Тому цей механізм виявляється в підвідних каналах вулканічних апаратів і невеликих плутонічних тілах. Найактивніше процеси утворення вкраплеників відбуваються в розплавах основного складу підвищеної лужності. По-друге, фракціонування може бути зумовлене *гравітаційною диференціацією* – опусканням чи, навпаки, підніманням новоутворених кристалів у колоні розплаву, що піднімається внаслідок різної щільності.

У магматичних камерах після вкорінення розплаву виникає *температурний градієнт* – кристалізація розпочинається біля границь камери з холоднішими вмисними породами і далі поступово зміщується до центральних частин камери. На відміну від фракціонування, тугоплавкі мінерали, які кристалізуються першими, не виводяться з розплаву, а продовжують реагувати з ними після свого утворення, що призводить до виникнення в ньому дифузійних процесів і *градієнтів концентрацій* компонентів. Внаслідок застигання кількість розплаву послідовно зменшується, а склад його збагачується легкоплавкими компонентами, які відтискаються до центральних частин камери; відповідно породи, які утворюються під час кристалізації такого розплаву, будуть відрізнятися за складом від тих, що виникали на перших стадіях кристалізації. Внаслідок цього зовнішні частини магматичного тіла, яке утворилося під час застигання розплаву, будуть збагачені тугоплавкішими мінералами й утворені ними породи матимуть більш основний склад порівняно з породами центральної частини тіла. Ці процеси називаються *кристалізаційною диференціацією*.

Розширені основні масиви є найліпшою ілюстрацією проявів кристалізаційної диференціації розплавів під час застигання. Петрологи завжди приділяли увагу процесам утворення таких масивів, тому розглянемо це питання детальніше. В цій проблемі ключовими є два питання – причини походження розширеної взагалі та причини появи ритмічності в такій розширеності. Спочатку вважали, що розширення виникає внаслідок

гравітаційної диференціації, пов'язаної з різною щільністю фаз, яка зумовлює вертикальні переміщення кристалів у розплаві залежно від їхньої щільності вниз до дна магматичної камери, або, навпаки, вгору до апікальних частин. На прикладах розшарованих масивів сформулювали такі важливі для петрології поняття як сегрегація магм на *кумуляс* та *інтеркумуляс*, поняття прихованої розшарованості. Кристали тугоплавких мінералів опускаються вниз і утворюють скупчення (кумуляс), просякнуті залишковим розчином кислішого складу (який при застиганні утворює інтеркумуляс). Хімічний склад однотипних мінералів вгору по розрізу розшарованого тіла поступово збіднюється на тугоплавкі компоненти внаслідок їхнього виділення з розплаву, це явище називають *прихованою розшарованістю*. Механізм гравітаційної диференціації не в стані пояснити ритмічне повторення в розрізі однакових петрографічних відмін, часто у вигляді дуже тонких прошарків. Серед значної кількості запропонованих пояснень найвірогіднішим та обґрунтованим видається пояснення, яке зробив Є. В. Шарков. Відповідно до моделі цього дослідника кристалізація розплаву в магматичній камері відбувається у межах малопотужної (приблизно 3 м) зони, яка поступово просувається знизу вгору. У цьому разі верхня межа зони відповідає температурі ліквідусу (тобто, на цій межі з'являються перші кристали), а нижня – зоні солідусу (тобто, тут зникає розплав). Зона кристалізації виявляється складеною на 70...80% кристалами кумулуса, проміжки між якими виповнені інтеркумулясним матеріалом. Оскільки кристалізація відбувається на тлі зниження температури, то в її межах постійно триває розшарування, зумовлене початковою кристалізацією більш високотемпературних мінералів, до яких пізніше приєднуються відносно низькотемпературні, процеси розшарування підсилюються гравітаційною диференціацією кристалів у межах зони кристалізації. Охолодження та кристалізація відбуваються швидше, ніж встигає вирівнятися завдяки конвекції склад залишку розплаву. Тому в певний момент виявляється, що розплав перед фронтом кристалізації містить достатню кількість високотемпературних компонентів. Через це кристалізація низькотемпературних мінералів припиняється і знову повторюється кристалізаційний ритм: високотемпературні – низькотемпературні мінерали. Це явище розглядають як процес виникнення температурно-концентраційних хвиль у дисипативній системі (дисипативною називають систему з направленим тепловим чи енергетичним потоком із системи назовні).

Поряд з кристалізаційною в розшарованих плутонічних тілах основного складу в межах зони кристалізації є і *гравітаційна диференціація*, яка і зумовлює утворення кумулуса. Один із проявів гравітаційної диференціації в лавах – *флотация* – активне виділення летких компонентів, пухирці яких захоплюють легкі кристали й піднімаються з ними вгору. Доведено, що такий механізм зумовив збагачення кристалами лейцититу верхніх частин лавових потоків вулкана Везувій. Механізми диференціації розплаву виявляються і

в проміжних магматичних камерах, що зумовлює зміну складу вулканітів у разі послідовних вивержень з одного вулкана.

Крім фракційної диференціації, діє ще багато чинників, які впливають на зміну складу розплавів. Це передусім *ліквація* – поділ розплаву на частини, які не змішуються між собою (подібно до того, як не можуть змішуватись вода та олія) і кожна з них кристалізується окремо. На відміну від фракційної диференціації тут відбувається механічний поділ не твердих частинок і розплаву, а двох складових у рідкому стані. Спочатку припускали можливість ліквації лише у разі утворення вулканічних порід кислого складу, але поступово з'явилося все більше прикладів проявів ліквації магматичних розплавів найрізноманітнішого складу. Найчастіше у розплаві відокремлюються кульки (так звані глобули) з дещо відмінною кількістю силіцію. Такі кульки наявні у кислих та основних лавах. Прикладом вияву ліквації в породах основного складу слугують базальти Індії, в склуватій масі яких містяться дрібні глобули вулканічного скла з іншим кольором та іншим коефіцієнтом заломлення. Припускають також, що ліквація відіграє важливу роль при утворенні родовищ сульфідів, пов'язаних з основними розплавами. Краплі важкого сульфідного розплаву відокремлюються від силікатного та поступово опускаються на дно магматичної камери. Експериментальні дослідження довели, що ультраосновні розплави, збагачені CO_2 , під час кристалізації можуть поділитись на дві частини ультраосновного силікатного та суто кальцієвого (карбонатитового) складу.

На склад порід, які виникають з розплавів, часто впливає також *асиміляція* (захоплення й переплавлення включень вмісних порід під час підйому розплавів і після їхнього вкорінення в камеру). В деяких випадках припускають можливість *гібридизму* – змішання порцій магматичних розплавів різного складу, які народилися на різних глибинах. На кінцевих стадіях застигання розплаву в магматичній камері внаслідок тектонічних рухів залишкові порції розплавів нерідко витискаються в тріщини й кристалізуються там у вигляді жил незалежно від процесів, які продовжуються в головному тілі (цей механізм назвали "*фільтр-пресинг*"). Важливу роль відіграє насиченість розплавів леткими компонентами. Відомо, наприклад, що збільшення кількості водяної пари в розплаві призводить до збільшення кількості кислих диференціатів з такого розплаву, тоді як підвищення кількості вуглекислоти зумовлює зворотний ефект.

Варто спеціально наголосити, що всі ці чинники, незалежно від їхньої природи та способу впливу на магматичний розплав призводять до того самого результату – зміни складу розплаву та посилення процесів фракційної кристалізації, які у всіх випадках відбуваються за тими самими розглянутими вище законами.

Вияви різних процесів, ймовірно, сильно залежать від швидкості підйому розплавів. За розрахунками В.В. Гордієнко (1998) у разі швидкого

підйому розплаву (близько 10 см/рік) температура його буде зберігатися значно вищою від навколишніх порід. Такий розплав буде перегрітий – на кожному рівні глибини температура його буде значно вищою порівняно з температурою початку кристалізації в умовах тиску, що відповідає цій глибині. Тому процеси кристалізації та зміна складу розплавів будуть мінімальними; такий розплав практично у незмінному вигляді може дістатися денної поверхні раніше, ніж за півмільйона років. За помірної швидкості підйому (близько 1 см/рік) розплав буде віддавати тепло навколишнім породам і температура його постійно буде близькою до температури початку кристалізації на цій глибині (отже, температура розплаву відповідатиме субліквідусній області). У такому розплаві активно відбуватимуться процеси фракційної кристалізації і склад його, коли він досягне верхніх рівнів Землі, суттєво відрізнятиметься від початкового. За повільної швидкості підйому можуть виникати проміжні “басейни розплаву”, в яких будуть відбуватись процеси переробки (асиміляції) уламків вмисних порід і поділу вихідних розплавів на кілька *вторинних розплавів*. У зв’язку з цим уже тривалий час дебатуються питання кількості можливих первинних магм. У найперших генетичних моделях припускалося, що існує лише одна первинна магма основного складу, а вся різноманітність відомих на поверхні магматичних порід є її похідними. Пізніше було доведено: що кількість кислих порід, які можуть виникнути внаслідок диференціації основного розплаву, не може перевищувати 10% від його загального обсягу. Тому виникло уявлення про існування двох незалежних типів магм – основної та кислої (так званих базальтової та гранітової). Можлива кількість первинних розплавів і досі залишається нез’ясованою, серед різних думок є й така, за якою існує безліч типів первинних магм.

Петрогеохімічні дослідження процесів кристалізації магматичних розплавів ґрунтуються на тих самих підходах, що й розглянуті вище дослідження процесів утворення розплавів. Наприклад, маючи два чи кілька аналізів хімічного складу порід, які, за певними даними виникли внаслідок фракційної кристалізації однієї порції материнського розплаву, можна за допомогою простих графіків оцінити вихідний склад розплаву. Для цього на двох паралельних вертикальних лініях (лінії 1, 2 на рис. 3.29.) в довільному масштабі треба відкласти процентний вміст породотвірних окислів у двох петрографічних відмінах (відстань між цими лініями також приймають довільно). Далі варто вибрати компонент, поведінка якого найменше залежить від процесів фракціонування – такий компонент не повинен входити до формули мінералів, які кристалізуються з розплаву. Наприклад, для основних розплавів таким компонентом може бути K_2O . Через значення цього компонента та ліній 1, 2 проводиться пряма доти, доки вона не перетнеться з горизонтальною лінією, від якої відкладались значення всіх оксидів. Точка перетину цих двох ліній (горизонтальної та нахиленої) від-

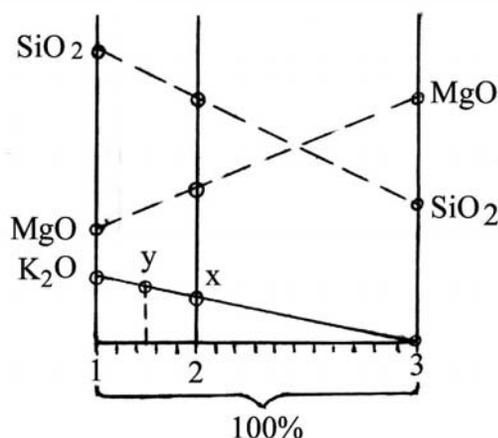


Рис. 3.29. Визначення вихідного складу розплаву графічним методом (діаграма віднімання)

повідатиме нульовому значенню вмісту вибраного компонента (в цьому разі K_2O). Умовно приймають, що така точка відображає не повну відсутність компонента, а відсутність його накопичення у вихідному розплаві. Через цю точку проводять вертикальну пряму 3, на яку екстраполюють значення всіх інших оксидів. Приймають, що отримані для них значення відображають склад вихідного розплаву. Цю ж операцію можна виконати при кількості аналізів більше ніж два, з тією різницею, що розподіл вмісту різних оксидів може відрізнитись від лінійного і тоді доведеться будувати ідеалізовані прямі лінії. Взагалі різкі перегини вмісту будь-якого з оксидів свідчать про те, що почалося фракціонування якогось мінералу, що містить цей оксид.

Ця ж діаграма дає змогу оцінити, якому відсотку кристалізації та фракціонування вихідного розплаву відповідає певна петрографічна відміна. Для цього горизонтальний відрізок, який з'єднує вихідний і найбільш кислий склад на отриманому графіку (точки 3–1 на рис. 3.29), ділять на 100 поділок (100%). Положення кожної петрографічної відмини на графіку буде знайдено за вмістом K_2O на лінії 3– K_2O . Проекція цієї точки ("у" на рис.) на горизонтальну лінію дасть відповідь на питання, скільки відсотків вихідного розплаву повинно закристалізуватись, щоб виникла порода саме з таким вмістом K_2O . Розрахунки роблять за різними оксидами, щоб побудувати модель, яка найменше відрізнялась би від реальної картини. Розглянути усі можливі варіанти доволі складно, але тепер для подібних розрахунків вже створено комп'ютерні програми. Діаграми такого типу назвали *діаграми віднімання* [К.Г. Кокс, Дж. Д. Белл, Р.Дж. Панкхарст, 1982].

Розсіяні елементи за фракційної кристалізації поведуться обернено пропорційно порівняно з процесами плавлення – розплав прогресивно

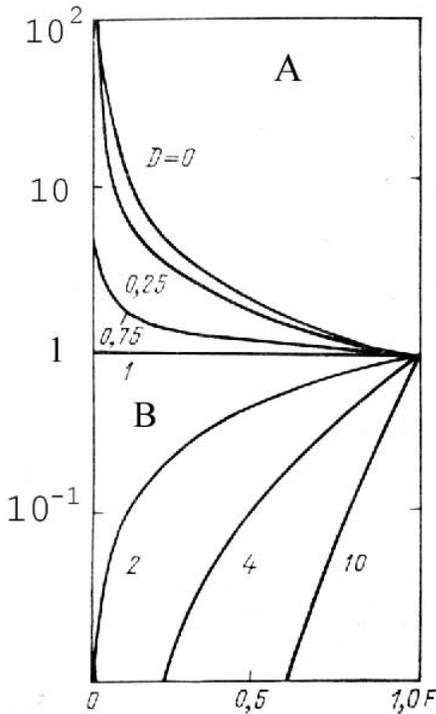


Рис. 3.30. Поведінка некогерентних (А) і когерентних (Б) рідкісних елементів під час кристалізації розплаву (від $1,0 F$ до 0% F), за [Н.Ф. Шинкарев, В.В. Иваников, 1983]; F – кількість розплаву в системі; стрілкою позначено напрям ходу кристалізації

збагачується некогерентними та збіднюється когерентними елементами (рис. 3.30).

Це дає змогу на підставі досліджень концентрацій розсіяних елементів розглянути процеси кристалізації за допомогою графіків віднімання, як це було розглянуто на прикладі петрогенних оксидів. Уважають, що під час дослідження розсіяних елементів точність результатів значно вища порівняно з дослідженням петрогенних оксидів. Досліджуючи процеси фракціонування, використовують також цілий ряд співвідношень РЗЕ, часто протиставляють легші та важчі члени ряду: La/Yb; La/Y-Yb; La/Y-Ce; La/Sm-Sm; Gd/Yb-Yb; La/Sm-Eu/Eu (легкі члени ряду РЗЕ повинні більше накопичуватись у залишкових розплавах порівняно з важчими).

Багато співвідношень, навпаки, залишаються стабільними в різних диференціатах одного вихідного розплаву, що дає змогу судити про належність певних від-

мін порід до похідних одного початкового розплаву (тобто про існування генетичних зв'язків між такими породами). У похідних мантійних розплавів до стабільних належать відношення: Cs-Rb-Ba; U-Nb-Ta-K; Ce-Pb; Pr-Sr; P-Bd; Zr-Hf-Sm; Eu-Ti; Ho-Y; Y-Tb; La-Ta; La-Nb; Ta-Th; Ti-Zr; Ti-Y; Th-Ta-Th/Tb; Th/Nb-Ce/Nb; K/Nb-Ce/Nb та деякі інші (Г. Ролінсон, 1993). Похідні різних кислих розплавів краще розрізняються між собою за співвідношеннями радіогенних ізотопів.

Під час дослідження магматичних процесів часто виникає питання, як розплав "знаходить місце" для утворення магматичної камери серед щільних порід (у багатьох випадках розміри таких камер становлять сотні км³). Це питання зазвичай називають "проблемою простору". Припускають існування трьох різних механізмів вкорінення розплавів – активного механічного вкорінення з розсуванням стінок вмисних порід, просідання покрівлі магматичної камери, а також утворення порожнин (чи ослаблених місць)

завдяки “розходженню” тектонічних блоків або складчастості та пасивного виповнення утвореного простору розплавом. Усі ці механізми спостерігають у природі, і питання зводиться до того, який з них діяв у певному конкретному випадку. Ймовірно, що під час вкорінення розплавів нерідко могли діяти одночасно кілька механізмів.

Ознакою активного вкорінення розплаву є зміна елементів залягання стратифікованих порід поблизу контактів магматичних тіл. Під тиском розплаву шари вмісних порід у таких місцях можуть бути поставлені вертикально або, навіть, перекинуті. Для ультраосновних порід – похідних теститів – постійно простежуються деформації, які свідчать про те, що ці породи були витиснуті по зонах розломів у верхні горизонти. Типові приклади пасивного вкорінення – заповнення основними розплавами ослаблених ділянок поблизу замків складок. Припускають, що розплав також міг відривати брили вмісних порід від покрівлі, перероблювати (переплавляти) їх і займати їхнє місце. Надійним доказом просідання покрівлі вважають насиченість магматичного тіла значною кількістю включень вмісних порід, що залягають вище. Такі випадки досить рідкісні, найчастіше це спостерігають у великих тілах середнього складу. Зрештою, при вкоріненні великих мас кислих розплавів, ймовірно, часто реалізується механізм синхронного розсування тектонічних блоків і пасивного заповнення порожнин, які виникають.

3.6.4. Утворення магматичних порід метасоматичним шляхом

Породи кислого складу можуть виникати не лише завдяки кристалізації розплавів, а й внаслідок переробки у твердому стані різних за складом вихідних порід під дією розчинів, які привносили салічні компоненти (калій, натрій, силіцій) і вино-

сили фемічні (залізо, магній, частково кальцій). Такий процес утворення називають метасоматичним. *Метасоматоз* – це процес хімічного перетворення певних вихідних порід (так званої *палеосоми*) у твердому стані внаслідок додавання та винесення компонентів. У цьому разі виникають породи, які за мінеральним складом не відрізняються від деяких плутонічних порід – похідних магматичних розплавів, хоча їхня будова у багатьох випадках зберігає реліктові структурно-текстурні особливості. Головний механізм утворення магматичних порід метасоматичним шляхом – так звана фельдшпатизація – послідовне “заростання” певних порід враплениками (так званими порфіробластами) калієвого польового шпату, менше – плагіоклазу.

На першій стадії серед палеосоми виникають невеликі виділення неправильної форми, складені польовими шпатами, часом лінзоподібні агрегатні скупчення дрібнозернистого польового шпату. На наступних стадіях кількість вкраплеників поступово збільшується в певному напрямі, одно-

часно зростає ступінь їхнього ідіоморфізму; паралельно в породах, по яких розвиваються ці вкрапленики, відбувається зменшення кількості фемічних мінералів, перекристалізація зі збільшенням зернистості, поступове зникнення орієнтованих текстур. У підсумку різниця у складі палеосоми на різних ділянках поступово нівелюється й виникають доволі одноманітні порфіроподібні кристалічні кислого складу породи, метасоматична природа яких може бути доведена лише за детальних мікроскопічних досліджень. У деяких випадках кількість вкраплеників зростає майже до 100% і виникають рівномірно-зернисті породи, які мають вузькі перегородки між кристалами польових шпатів, складені з інших мінералів.

Механізм утворення кислих магматичних порід метасоматичним шляхом усі дослідники розуміють однаково. Щодо оцінки його ролі у природі існують суттєві розходження. Метасоматичні перетворення, безперечно, є однією зі складових розглянутої нижче гранітизації, але в цих умовах їх

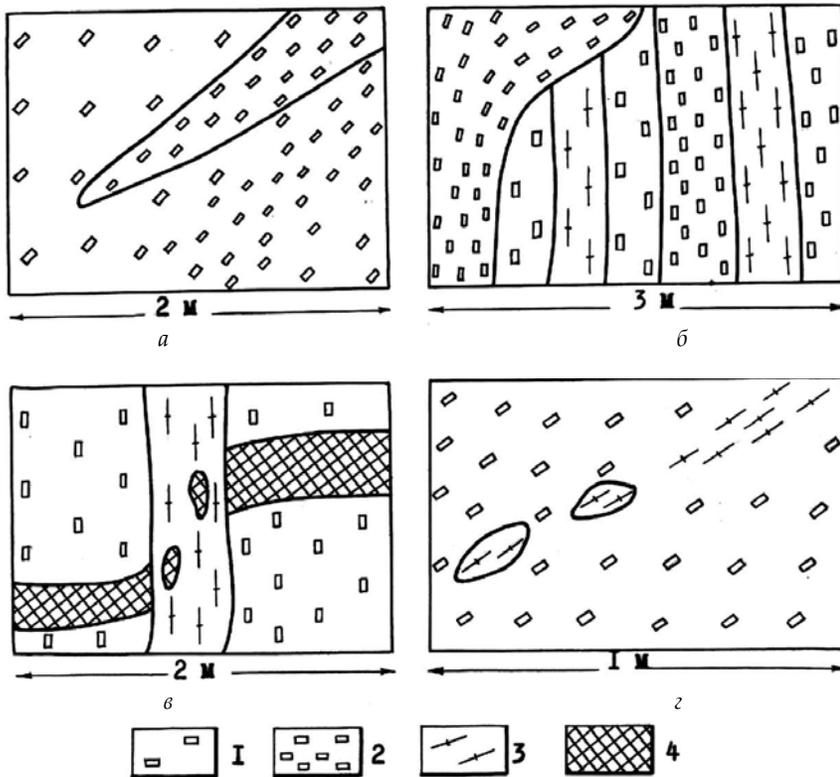


Рис. 3.31. Структурно-текстурні особливості метасоматичних гранітоїдів, пов'язаних із зонами розломів (Кудашівський масив, Середнє Придніпров'я):

- 1, 2 – гранітоїди з різною кількістю та розмірами порфіроподібних вкраплеників;
3 – бластомілоніти та бластокатаклазити; 4 – жили аплітів і пегматитів

дуже непросто відрізнити від інших процесів. Серед усіх випадків, описаних різними дослідниками, найімовірнішими представниками метасоматичних порід є так звані очкові мігматити. Вони виникають внаслідок послідовного “заростання” метаморфічних порід вкраплениками калієвого польового шпату. У відслоненнях зазвичай можна спостерігати всі стадії цього процесу від появи окремих вкраплеників (розміром 0,5...1 см) до того, як їхня кількість сягає 30% і більше від об’єму породи.

Метасоматичні процеси можуть бути також головною складовою під час утворення низки гранітоїдних плутонічних тіл у зонах регіональних розломів. У таких випадках процеси утворення магматичних порід якнайтісніше пов’язані з процесами подрібнення. Детальні дослідження підтверджують неодноразове чергування стадій дроблення та подальшої перекристалізації порід, яка супроводжувалася заростанням вкраплениками калієвого польового шпату. Субстрат, по якому вони виникають, підлягає перекристалізації до невпізнання, поступово втрачаючи ознаки дроблення. Склад вихідного субстрату може бути різноманітним: незалежно від цього внаслідок перекристалізації та метасоматичних перетворень загальний склад порід стає однаково кислим, а за зовнішнім виглядом вони все більше наближаються до порфіроподібних гранітоїдів. Водночас такі масиви зберігають смугасту будову завдяки чергуванню смуг гранітоїдів з різною кількістю та розмірами вкраплеників, а також смуг перекристалізованих дроблених порід, так званих бластокатаклазитів і бластомілонітів⁴³ (рис. 3.31).

3.6.5. Утворення магматичних порід шляхом регіональної гранітизації

Гранітоїди, які є складовою частиною мігматитів, а також утворюють плутонометаморфічні та автохтонні плутонічні тіла за способом походження часто називають *анатектичними* або *ультраметаморфічними*.

Термін *анатексис* запропонував Седерхольмом у 1907 р. для позначення процесів регіонального переплавлення гірських порід. Згодом дослідники почали вкладати у цей термін своє розуміння та запровадили допоміжні терміни (палінгенез, “анатектити палінгенно-метасоматичного типу” та ін.).

У 1916 р. Холмквіст запропонував термін *ультраметаморфізм*. Під ним він розумів часткову або повну перекристалізацію метаморфічних порід у магматичні в твердому стані. Пізніше цей дослідник дійшов висновку, що процеси перекристалізації завершуються першими стадіями переплавлення земної кори, тобто мобілізацією та частковим переміщенням гранітоїдного матеріалу. Термін ультраметаморфізм на сучасному етапі поширеніший порівняно з анатексисом, хоча тепер відомо, що в природі

⁴³ Термін *бластез* означає перекристалізація, *катаклаз* – дроблення; *мілонітами* називають інтенсивно подрібнені, повністю перетерті до стану дрібнозернистого агрегату породи.

можуть існувати високометаморфізовані породи, які не супроводжуються гранітоїдними мобілізатами, а вони можуть виникати і за межами зон інтенсивного метаморфізму. Фахівець з цього питання К. Менерт вважає термін *ультраметаморфізм* неприйнятним [К. Менерт, 1971].

Усі подібні терміни [Геологический словарь, 1973] відображають суб'єктивні погляди авторів, і провести об'єктивно межу між генетичними підрозділами, що відповідають цим термінам, не вдається. Зокрема, неможливо розмежувати анатектичну та власне магматичну стадії утворення магматичних порід [К. Менерт, 1971]. Вважаємо, що доцільно позначити цей спосіб утворення магматичних порід терміном *гранітизація*, під яким розуміють усю сукупність геологічних процесів (перекристалізація, метасоматоз, плавлення), які призводять до виникнення порід, "більш подібних до гранітів" порівняно з вихідними.

Зазначимо, що в окремих випадках генезис порід вдається визначити цілком впевнено. Наприклад, вже йшлося про метасоматичний спосіб походження очкових мігматитів. На підставі дослідження ранньодокембрійських гранітоїдів південно-західної частини Українського щита дослідники дійшли висновку, що такі гранітоїди треба вважати бластитами, тобто породами, які виникли внаслідок перекристалізації палеосоми у твердому стані без скільки-небудь суттєвого додавання хімічних компонентів [Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов та ін., 1975]. Знаходження в гранітоїдах, що становлять автохтонні тіла, розкристалізованих розплавних включень однозначно свідчать про те, що в їхньому утворенні брали участь магматичні розплави. Температура розплавів становила від 605 до 780°C, тиск – 2...4 кбар⁴⁴ [К. Менерт, 1971]. Перед розплавленням метаморфічні породи, ймовірно, проходили стадію підготовки (перекристалізацію, метаморфічну диференціацію – поділ вихідної речовини на ділянки, збагачені фемічними та салічними мінералами). Завдяки плавленню тут виникала "кашоподібна" суміш кристалів і розплаву (переважно у вигляді плівок, що оточували зерна), яку назвали *мігми* (термін запропонований Рейнхардом). Припускають, що розплав міг переміщуватися на відстань десятків, а то й лише перших сантиметрів і на різних ділянках одночасно могли співіснувати умови плавлення та кристалізації розплавів.

З погляду розглянутих вище фізико-хімічних діаграм плавлення-кристалізації такі породні системи перебували в Р-Т-умовах, близьких до солідуса й за незначних змін параметрів могли перетинати його в обидві сторони.

Необхідною умовою появи анатектичних розплавів вважають тектонічні деформації, оскільки поява розплавів зумовлює нові деформації. Кількість розплаву не може перевищувати 20...25%; в протилежному випадку він почне відокремлюватись від субстрату та переміщуватись.

⁴⁴ 1 кбар \cong 1000 атм.

Причини проявів регіональної гранітизації до кінця не з'ясовані. Деякі дослідники вважають, що ці явища є прямим продовженням метаморфічних процесів і відбувалися на глибинах від 30 до 40 км. Інші дотримуються поглядів Д.С. Коржинського, який вважав, що з глибин Землі піднімаються "трансмагматичні" розчини (флюїди), що метасоматично переробляють, а пізніше розплавляють товщі у земній корі. На противагу цьому існують цікаві підрахунки М. Л. Добрецова (1980), за якими кількість винесених з глибин флюїдів, потрібних для виникнення кислої складової земної кори, мала би утворити океани глибиною від 100 до 450 км. Розрахунки кількості перевідкладених з ранньодокембрійського часу осадових порід свідчать, що за всю історію розвитку Землі породи з глибин понад 30 км не могли бути виведені на денну поверхню. Усе це зумовлює необхідність пошуку нових пояснень. Зокрема, досить невеликі значення тиску (див. вище) дають змогу припускати, що процеси анатексису відбувалися на глибинах кількох перших кілометрів [К. Менерт, 1971]. Широкий розвиток цих процесів лише у ранньому докембрії наводить на думку, що головним енергетичним джерелом слугували процеси розпаду радіоактивних елементів (зокрема, у ранньому докембрії повинні були існувати нестабільні ізотопи, які пізніше повністю розклалися).

3.6.6. Постмагматичні утворення

Кристалізація розплавів супроводжується зростанням у залишкових частинах розплаву концентрації води та інших легкоплавких компонентів, оскільки першими з розплаву вилучаються мінерали, які не містять тих компонентів. В інтервалі 600...800°C концентрація водяної пари збільшується настільки, що виникає співіснування між силікатною та газовою водною фазами. Цю стадію називають *пегматитовою*.

Магматичні розплави підлягають остаточній розкристалізації при температурах, дещо вищих від 600°C. Для розплавів різного складу температури застигання повинні відрізнятися, але виявити ці відмінності доволі складно. Наприклад, В.І. Павлишин зі співавторами (2003) вважають, що магматичний етап закінчується за температури 640°C. У цьому разі залишається певна кількість водяної пари чи флюїду (*флюїдом* називають стан речовини, при якому втрачається різниця між парою та рідиною), насичених значною кількістю летких (некогерентних) елементів. Якщо температура нижче 400°C, то флюїд чи пара переходить в агрегатний стан рідини. Етап існування флюїду та взаємодії його з вмісними породами називають *пневматолітовим* (приблизно він відповідає інтервалу 400...600°C). Етап, на якому виникає співіснування між кристалами, парою та водним розчином, називають *гідротермальним* (100...400°C). В умовах нормального тиску вся вода за таких температур мала б існувати у вигляді пари, але завдяки

підвищеному тиску в глибинних умовах з'являється вода у вигляді рідини. На всіх цих етапах відбувається інтенсивне мінералоутворення, виникають пегматитові, польовошпаткварцові, кварцові жили.

Пегматити – гігантозернисті породи, в яких мінерали, що їх становлять, утворюють кристали розміром від перших сантиметрів до десятків метрів. Наприклад, кристали польового шпату в пегматитах можуть сягати маси 100 т, а довжина кристалів сподумену – 14 м [В.Г. Павлишин, О.І. Матковський, С.О. Довгий та ін., 2003]. Пегматити мають блокову або графічну (зумовлену взаємними проростаннями мінералів) будову. Вони становлять жили потужністю до 10 м і довжиною у десятки метрів, рідше лінзоподібні тіла або ділянки неправильної форми. Дуже часто трапляються так звані пегматитові поля, складені десятками наближених у просторі різноорієнтованих жил, що з'єднуються між собою. Породи в проміжках між жилами в таких випадках зазвичай інтенсивно змінені постмагматичними (метасоматичними) процесами. Поширені гранітові пегматити, складені альбітом, калішпатом і кварцом. Темнобарвні мінерали в них представлені біотитом та (або) мусковітом. Такі кристали можуть мати масу до 1 т. Трапляються гранітові пегматити з турмаліном, гранатом і навіть залістим олівіном. Відомі також сієніт-пегматити без кварцу, габро-пегматити, складені блоками плагіоклазу та рогової обманки.

Пегматити завжди цікавили мінералогів, оскільки вони часто містять дуже різноманітний перелік супутніх мінералів, багато з яких мають ювелірне чи практичне використання – топаз, берил, гірський криштал, п'єзооптичний кварц, мусковіт та ін. Походження пегматитів та їхню мінералогію розглядали неодноразово; вважають, що процес утворення пегматитів починався на магматичному етапі й завершувався на гідротермальному. Тому детальніший розгляд пегматитів виходить за межі петрографії магматичних порід. Пегматити охарактеризовані в численних літературних працях, одне з останніх і найгрунтовніших узагальнень подане у підручнику В. І. Павлишина, О. І. Матковського та С. О. Довгого "Генезис мінералів" (2003).

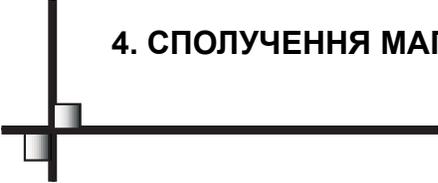
На завершення розгляду магматичних порід варто особливо наголосити, що однойменні петрографічні відміни, дуже подібні між собою за мінеральним складом і структурно-текстурними особливостями, можуть утворюватись унаслідок різних генетичних процесів. Найперше це стосується гранітоїдів, які можуть виникати як інтрузивні, метасоматичні та ультраметаморфічні. Інтрузивні та вулканічні породи кислого складу можуть бути похідними самостійних корових розплавів або диференціатами основних мантієвих розплавів. Ультраосновні породи – дуніти, гарцбургіти, лерцоліти – можуть мати реститове походження й можуть виникати як крайні, найбільш збагачені фемічними мінералами диференціати при кристалізації ортомагматичних розплавів. Вивчаючи одну окремо взяту

породну відміну, майже ніколи не можна з впевненістю визначити її генезис. Саме тому під назвою *магматичні породи* доводиться об'єднувати породи, частина з яких не є похідними магматичних розплавів (наприклад, метасоматичні або ультраметаморфічні). Через це зазначений термін і систематизаційний підрозділ (*магматичні породи*), що йому відповідає, треба вважати не генетичним, а структурно-речовинним.

Дати чітке визначення магматичних порід, як було сказано на початку третьої глави, можна лише через характеристику утворених такими породами геологічних тіл (магматичними є кристалічні породи, які становлять геологічні тіла з ознаками знищення чи контактового впливу на породи, які становлять давніші геологічні тіла). Значно більші можливості у всіх аспектах (у тім числі генетичному) відкривають дослідження не окремо взятих порід, а породних сполучень. Це зумовлює необхідність розглянути різні типи сполучень магматичних гірських порід, які охарактеризовані у наступному розділі.

Питання для контролю

1. Чим відрізняються між собою ультраосновні, основні, середні та кислі породи?
2. До якої групи належать гарцбургіти і який вони мають мінеральний склад?
3. Які головні породотвірні мінерали порід ійоїт-уртитового ряду?
4. Що таке андезити і чим вони відрізняються від андезинів?
5. Що таке фоноліти?
6. Чим відрізняються лужні та сублужні породи?
7. Чим відрізняються сієніти, лужні сієніти та фельдшпатоїдні сієніти?
8. Чим відрізняються гранодіорити, граніти та лейкограніти?
9. Чим відрізняються чарнокіти та ендербіти?
10. Що таке лампрофіри?



4. СПОЛУЧЕННЯ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

4.1. Зміст поняття та види сполучень магматичних порід

Магматичні гірські породи трапляються в природі не самі собою, а утворюють певні закономірні природні сполучення, які повторюються в просторі й часі. Факт існування таких сполучень (споріднених груп, асоціацій, родин, кланів, серій, світ магматичних порід) фіксували петрографи ще з середини XIX ст. – з перших років виникнення петрографії магматичних порід як самостійної галузі науки. В 1886 р. Джадд увів поняття петрографічних провінцій, складених породами спільного походження; в 1888 р. Ф.Ю. Левінсон–Лесінг застосував для виділення сполучень магматичних порід старий геологічний термін “формація”. Наприкінці XIX – на початку XX ст. завдяки польовим дослідженням виділили дві найпоширеніші у природі групи вулканітів: базальти–трахіти–фоноліти та базальти–андезити–ріоліти. Х. Розенбуш 1907 р. назвав ці групи, відповідно, лужною та вапнисто–лужною. Пізніше до них додали толейтові серії.

Одним із перших наявність у природі споріднених груп магматичних порід інтерпретував у 1928 р. Н. Боуен, який увів поняття магматичної асоціації – сукупності магматичних порід, пов’язаних спільністю походження, тобто похідних (дериватів) однієї первинної магми. Н. Боуен вважав, що ключовими проблемами їхнього дослідження є необхідність пояснити різноманітності вивержених порід, по–перше, в межах однієї асоціації; по–друге, між різними асоціаціями. Вчений зазначив, що поділ порід у межах однієї асоціації на окремі різновиди завжди був дещо умовним (оскільки межі між породними різновидами у всіх класифікаціях умовні), тоді як поділ на асоціації повинен бути об’єктивним.

Відповідно до цих двох проблем сформувалося два напрями дослідження природних сполучень магматичних порід: моделювання процесів диференціації магматичних розплавів з метою визначення складу материнської магми певного сполучення та з'ясування відповідності окремих членів сполучення різним стадіям процесу; пошук стійких відмінностей між сполученнями різних типів [Ч. Хьюдженс, 1988]. Дослідження в цих двох напрямках тривають і досі. Приблизно до 60-х років ХХ ст. головну увагу приділяли вивченню окремо взятих порід і процесів диференціації у межах сполучень. За цей час запропоновано низку класифікацій магматичних порід; з огляду на зазначену вище умовність між межами систематизаційних підрозділів такі класифікації постійно уточнюються.

Щодо другого напрямку, то у геології мало галузей, які були б настільки запутані, як учення про сполучення магматичних порід. Однакові сполучення різні дослідники постійно називають різними термінами; в той самий термін дуже часто вкладають цілком різний зміст, що найгірше, об'єми сполучень в тому самому регіоні постійно переглядають. Класичним прикладом є історія досліджень магматичних утворень Українського щита: майже щорічно з'являється нова схема їхнього розчленування.

Водночас проблема вивчення таких сполучень стала особливо актуальною з огляду на низку обставин. По-перше, у всьому світі в другій половині ХХ ст. інтенсивно провадили геологічне картування в різних масштабах, під час якого кожен геолог, який займається будь-якими дослідженнями магматичних утворень (картуванням, пошуками магматогенних корисних копалин тощо), неодмінно працює не з окремими породними різновидами, а з їхніми сполученнями. По-друге, розвиток нової геотектонічної теорії – так званої плитної тектоніки – засвідчив, що в однотипних геодинамічних умовах виникають однотипні сполучення магматичних порід; тому ці породи, відповідно, можуть слугувати індикаторами для глибинних тектономагматичних процесів. По-третє, за цей час було накопичено величезну кількість фактичного матеріалу, осмислення якого потребує переходу від породного рівня досліджень до вищих рівнів узагальнення. За декілька останніх десятиріч отримано принципово нові дані стосовно магматичних утворень, розвинутих не тільки на континентах, а й в океанах Землі та й почасти на інших планетах.

Результати всіх попередніх досліджень дають змогу сформулювати такі положення, які треба враховувати під час вивчення сполучень магматичних порід: 1) уся планета є цілісною фізико-хімічною системою; еволюція її визначена передусім ендогенними процесами, серед яких провідну роль відіграють процеси пошуку речовиною гравітаційної рівноваги; 2) механічні переміщення речовини на великих глибинах обов'язково повинні призводити до зміни її агрегатного стану (тобто виплавлення чи, навпаки, застигання магматичних розплавів); з іншого боку, зміна агрегатного стану речовини

неодмінно призводить до її механічного переміщення, тобто зумовлює певні тектонічні рухи; 3) склад магматичних утворень (мінеральний, хімічний або геохімічні особливості) тісно пов'язаний з тектонічними (геодинамічними) умовами їхнього виникнення, тому сполучення магматичних порід є прямим індикатором тектонічних умов; 4) поширення однотипних сполучень ніколи не обмежене невеликими площами, їхні ареали (площі поширення) регіональні й часто не збігаються з тектонічними структурами на поверхні Землі (зонами розломів чи структурно-формаційними зонами, які виділяють головню за характером поширення осадових товщ). Вивчення таких ареалів свідчить про наявність глибинних магноутворювальних структур, які часто не корелюють з приповерхневою геологічною будовою.

Головне завдання, яке стоїть перед геологом під час дослідження будь-якого району, полягає в потребі поділу всієї сукупності порід одного класу (осадових, магматичних, метаморфічних) на певні підрозділи (за віком, генезисом чи іншими ознаками). Головна перепона, на яку натрапляє геолог під час намагання поділити сукупності магматичних порід, – складність визначення меж підрозділів у просторі та часі. На відміну від осадових товщ, де близькі за віком і походженням породи асоціюють між собою в розрізі, одновікові генетично споріднені між собою магматичні породи нерідко виявляються просторово роз'єднаними і, навпаки, різновікові магматичні утворення, похідні різних магматичних розплавів часто тісно пов'язані між собою на невеликих ділянках. Незважаючи на весь арсенал точних методів (петрохімічні, геохімічні, радіологічні, ізотопні дослідження), під час поділу таких сукупностей не вдається уникнути певної частки суб'єктивізму, оскільки отримані цифри складу чи віку незалежно від об'єктивної природи можуть різні дослідники інтерпретувати по-різному. Тому в історії досліджень магматичних утворень виникло декілька різних підходів. Усі вони ґрунтуються на певній системі понять і термінів, серед яких базовими є – *магматичне тіло, магматичний комплекс, магматична формація, магматична серія, магматична асоціація*.

Поняття магматичного тіла ми розглядали раніше (див. розділ 3.2). Лише зазначимо, що у багатьох випадках різні за складом одноактні плутонічні тіла, які утворилися у різні вікові генерації, виявляються зближеними між собою в просторі. У цьому випадку всі вони мають між собою активні контакти й кожне пізніше тіло під час укорінення частково (чи повністю) знищувало попередні. Такі групи одноактних тіл утворюють *поліхронні плутонічні масиви*. В межах одного масиву можуть бути просторово суміщені різновікові тіла, ніяк не споріднені між собою петрологічно⁴⁵. Під час дослідження таких масивів перше завдання геолога – визначити за характером

⁴⁵ Наприклад, у межах Кодарського масиву Східного Сибіру просторово суміщені магматичні тіла від ранньопротерозойських до пізньомезозойських.

контактів вікової послідовності утворення одноактних тіл у межах масиву. Головне питання, на яке треба відповісти, таке: вся вікова послідовність одноактних тіл повинна бути об'єднана в якийсь один підрозділ, чи поділена на кілька самостійних підрозділів.

У разі розчленування вікових послідовностей магматичних тіл на певні сполучення (підрозділи) базовим для геологів усього світу є поняття магматичного комплексу. За одним із найдетальніших визначень [Ю.А. Кузнецов, 1964], *магматичний комплекс* – це конкретна (тобто така, що займає певне місце в просторі та часі) асоціація близьких за віком і тектонічними умовами утворення порід, які прийнято називати магматичними (а також супутніх їм метаморфічних і рудних утворень), тісно пов'язаних між собою парагенетичними співвідношеннями⁴⁶. Кожен магматичний комплекс має конкретний петрохімічний і мінеральний склад, характер співвідношень з іншими утвореннями; від інших магматичних комплексів він завжди відокремлений певним віковим інтервалом.

У сучасній геологічній літературі поняттю магматичної серії або серії вивержених порід надають того самого змісту, що його Н. Боуен колись вкладав у поняття асоціації. *Магматичні серії* – це сполучення магматичних порід, що належать до однієї групи за глибинністю утворення (плутонічні, гіпабісальні, вулканічні), пов'язані між собою в просторі та часі й мають певні спільні петрохімічні, мінералогічні, структурні особливості, які поступово змінюються між двома крайніми членами породної сукупності [Геологічний словник, 1995]. Іншими словами, це сукупність порід, генетично пов'язаних між собою процесами диференціації вихідної (материнської) магми [Ч. Хьюджес, 1988]. Цей термін широко застосовують до ефузивів і порівняно рідко – до плутонічних тіл⁴⁷. Уважають, що його можна застосовувати лише до похідних магматичних розплавів, які виникали в мантії (тобто базальтоїдів і пов'язаних із ними порід), тому що сполучення гранітоїдів не проходили повністю стадії розплаву і, відповідно, не можуть бути похідними однієї материнської магми мантійного походження.

⁴⁶ На відміну від генетичних – безпосередньо споріднених співвідношень, під парагенетичними розуміють або співіснування (тобто – тісний зв'язок у просторі без будь-яких здогадок щодо походження), або “співпоходження” (образно кажучи, це означає наявність “двопорідних” зв'язків; ще ліпше зміст цього поняття передає англійський вираз “once or twice removed”).

⁴⁷ В літературі трапляються пропозиції розглядати серії як сполучення генетично пов'язаних між собою порід і в такому розумінні це поняття може бути застосовано до сполучень будь-якого складу, однак такий підхід не набув розповсюдження. Розрізняють також петрогенетичні, петрохімічні та петрографічні серії. Перший термін – *петрогенетичні серії* пропонують уживати у випадку, коли доведено існування генетичних зв'язків порід між собою, другий – *петрохімічна серія*, на думку авторів, відповідає узагальненому образу груп подібних між собою серій (типу серій). *Петрографічними серіями* називають конкретні серії, розповсюджені в певному регіоні.

Головним критерієм перевірки правильності виділення серій вважають повторюваність таких сполучень у просторі й часі. Основний доказ належності порід серії до похідних однієї магми – відповідність їхнього петрохімічного складу одному тренду (тобто фігуративні точки складу порід на певних діаграмах розташовані вздовж однієї лінії). Тому під час розпізнавання та дослідження серій широко застосовують різні петро- та геохімічні діаграми, хоча такі серії зазвичай описують як сполучення порід із використанням їхніх петрографічних назв.

Термін “формація” спочатку застосовували винятково для осадових утворень. У 1888 р. Ф.Ю. Левінсон–Лессінг запропонував називати формаціями природні сукупності магматичних порід, які повторюються в просторі й часі. Він уважав, що такі підрозділи як діоритова чи гранітова формації відповідають за рангом великим стратиграфічним одиницям, наприклад, девонській чи пермській системам. Це дещо пояснює вибір терміна “формація”, однак згодом це стало причиною непорозумінь між західною та східною школами геологів. Термін “формація” набув значного поширення серед геологів колишнього Радянського Союзу, тоді як на Заході його й надалі використовують лише щодо стратифікованих товщ.

Засновником вчення про магматичні формації (незважаючи на те, що цей термін використовували раніше) називають Ю.А. Кузнецова, 1964. За термінологією цього дослідника розрізняють конкретні та абстрактні формації. *Конкретні формації*, на його думку, відповідають магматичним комплексам, і різниця між ними полягає лише в способі найменування. Для комплексів прийняті географічні назви, які не відображають складу наборів порід (наприклад, протерозойський коростенський комплекс); назва конкретної формації повинна містити інформацію про склад породного сполучення (наприклад, коростенська анортозит-рапаківігранітова формація).

Абстрактні формації = *формаційні типи* відповідають узагальненому образу групи подібних між собою конкретних формацій, незважаючи на їхній вік і місцезнаходження. Вони відрізняються між собою наборами та кількісними співвідношеннями найпоширеніших порід (головних членів формації), закономірностями розташування таких порід у межах масивів (будовою формацій), особливостями петрохімічного складу та зв'язком з різними тектонічними структурами. Виділення формаційних типів, за Ю.А. Кузнецовим, потрібне для систематизації фактів щодо конкретних магматичних комплексів, наукових узагальнень і побудови класифікації сполучень магматичних порід.

Як видно з перелічених визначень, зміст понять комплексу, серії, формації в розумінні різних дослідників дуже близькі. Свідомо чи підсвідомо кожний з авторів переконаний, що виділені ним підрозділи відповідають сукупностям генетично пов'язаних між собою порід, які є диференціатами одного вихідного розплаву і, відповідно, мають один вік і займають однакове

тектонічне положення. Практика свідчить, що однакові набори магматичних порід певного регіону нерідко ділять на комплекси чи формації по-різному, тобто на підрозділи з різними об'ємами.

Відмінності в об'ємах виділених різними дослідниками в тому самому регіоні підрозділів залежать головно від того, які ознаки використовує автор при поділі всього набору магматичних порід на комплекси чи формації. Залежно від переліку таких ознак говорять про різні підходи виділення підрозділів. Найпоширеніші три підходи – віковий, речовинний і структурно-речовинний. Згідно з *віковим підходом* до одного комплексу зачисляють усі магматичні утворення близького віку (прикладом може слугувати ранньопротерозойський коростеньський комплекс північно-західної частини Українського щита, який об'єднує лабрадорити, граніти рапаківі та лужні породи). *Речовинний підхід*, окрім наближеності порід за віком, вимагає подібності їхнього петрографічного складу (у межах цього підходу лабрадорити та граніти рапаківі треба зарахувати до різних підрозділів, але, скажімо, плутонічні тіла гранітів і поля мігматитів близького віку будуть належати до одного підрозділу). Зрештою, з позицій *структурно-речовинного підходу* плутонічні тіла гранітів і поля мігматитів належать до різних підрозділів саме через відмінності у будові тіл.

Перелічені приклади свідчать, що кожний з підходів у порядку, в якому вони названі, призводить до виділення підрозділів усе менших об'ємів. Виявляється, що не існує надійних критеріїв, які б дали змогу довести, що підрозділи, виділені за допомогою одного з тих підходів, відповідають диференціатам одного вихідного розплаву, а виділення підрозділів у межах іншого підходу – помилкові. Тому головним завданням у виділенні сполучень магматичних порід (незалежно від того, як їх називати) є пошук методів однозначного виділення таких сполучень у різних регіонах незалежно від генетичних поглядів. Вигідно відрізняються вулканічні серії, які більш-менш однозначно виділяють різні дослідники на підставі петрогеохімічних ознак. На жаль, поняття серій не може поширюватися на всі сполучення плутонічних порід. Виділення комплексів взагалі не опирається на петрогеохімічні критерії. Натомість, розроблення петрогеохімічних критеріїв при виділенні та систематиці формацій є дуже перспективним напрямом.

Окрім перелічених, виділяють сполучення магматичних порід, які за визначенням мають більші об'єми, ніж комплекси, формації чи серії, і об'єднують похідні різних магматичних розплавів. До таких належать магматичні асоціації. Термін *магматична асоціація*, який ввів Н. Боуен поступово втратив свою визначеність і тепер ним користуються довільно. З іншого боку, у багатьох фундаментальних працях показано існування в природі складніших, ніж формації чи серії, сполучень магматичних утворень, які також повторюються в часі та просторі. Такі сполучення називають *асоціаціями*; в деяких працях [Магматические формации СССР, 1979] їх називають

вертикальними формаційними рядами. В якому випадку йдеться про те, що в певному регіоні на певному тектонічному етапі у певній віковій послідовності (так би мовити “по стратиграфічній вертикалі”) утворилась група формацій. Подібні між собою групи формацій чи серій повинні виникати в різних регіонах в однотипних тектонічних умовах. Головним у визначенні цього поняття є належність всіх магматичних утворень до одного тектонічного етапу. Питання, чи розчленовані вони у цьому разі на дрібніші підрозділи (формації, серії, комплекси), є другорядним, а сам термін “вертикальний формаційний ряд” можна вживати лише у випадку попереднього виділення формацій. Тому зручніший термін “асоціація”.

Відповідно, під *магматичною асоціацією* розумітимемо сукупність всіх магматичних утворень, які виникли під час одного магматичного етапу розвитку якоїсь крупної тектонічної структури [Геологический словарь, 1973]. Магматичні асоціації також є закономірними природними сполученнями порід, але вони відповідають вищому рангу порівняно з формаціями та серіями (оскільки магматичні комплекси є ситуаційними підрозділами, в деяких випадках до одного комплексу належать цілі асоціації, а в інших – лише їхні частини).

4.2. Магматичні комплекси

Комплекси можуть називати різними термінами – магматичний, інтрузивний комплекс (або комплекс інтрузивних порід), плутонічний, вулканоплутонічний комплекс, комплекс магматичних і ультраметаморфічних порід тощо, проте його зміст у всіх випадках однаковий – усі ці терміни означають сукупність споріднених між собою здебільшого плутонічних, рідше плутонічних і вулканічних порід.

Щодо тіл, складених лише вулканічними породами, частіше використовують термін “вулканічна (вулканогенна, осадово-вулканогенна) світа (товща), серед західних геологів поширений також термін “формація”. Яким би не видавалося вичерпним визначення поняття комплексу, під час спроб його практичного застосування виявляється, що різні геологи не можуть забезпечити однакового підходу до поділу тієї самої вікової послідовності магматичних тіл на комплекси. Тіла різних вікових генерацій у поліхронних масивах або вулканічних спорудах неодмінно відрізняються між собою петрохімічним і мінеральним складом, радіологічним віком і в разі дослідження послідовності тіл, яку умовно позначимо як “А → Б → В і т.д.”, у багатьох випадках від суб’єктивних поглядів геолога залежить, у якому місці цю послідовність розірвати. Можна, наприклад, виділити комплекси “А” та “Б+В”, а можна, навпаки “А+Б” та “В”.

У 70–80-х роках минулого століття серед геологів Радянського Союзу розгорнулася жвава дискусія про зміст терміна “магматичний комплекс” і багатьох споріднених. Були запропоновані практично усі можливі ознаки та їхні комбінації для підвищення об’єктивності виділення комплексів, проте досягти мети не вдалося. Причина цього полягає в принциповій неможливості дати вичерпні наукові визначення базовим науково-природничим поняттям: “атом”, “мінерал” тощо, оскільки їх немає з чим порівняти, і у вигляді формул вивести неможливо. Тому в кожному районі вікову послідовність магматичних тіл поділяють на магматичні комплекси не стільки на підставі якихось незаперечних якісних відмінностей між складовими частинами цих комплексів, скільки за традицією.

Відносність і суб’єктивність виділення магматичних комплексів стає особливо наочною у разі порівняння схем поділу однотипних наборів магматичних тіл у різних регіонах. Яскравим прикладом є порівняння схем поділу плутонічних утворень, які асоціюють із докембрійськими зеленокам’яними комплексами Українського (УЩ), Балтійського (БЩ) щитів та Байкальської складчастої області (БСО). У всіх цих регіонах із зеленокам’яними комплексами асоціюють тіла габроїдів, гіпербазитів і плагіогранітоїдів, практично однакових за складом у всіх випадках. Схеми їхнього поділу подано в табл. 4.1.

Таблиця 4.1

Приклади поділу однотипних сполучень
магматичних порід на комплекси в різних регіонах

Магматичні тіла	УЩ	БЩ	БСО
Плагіогранітоїди	Комплекс плагіогранітоїдів	Комплекс плагіогранітоїдів	Габро–плагіогранітоїдний комплекс
Габроїди	Гіпербазит–габроїдний комплекс ⁴⁸	Комплекс габроїдів	
Гіпербазити		Комплекс гіпербазитів	Комплекс гіпербазитів

Як видно з табл. 4.1., той самий набір тіл у різних регіонах на комплекси поділяють по-різному. Головною причиною подібних розбіжностей найчастіше є різна розмірність магматичних тіл подібного складу в різних регіонах. У наведеному прикладі тіла габроїдів і гіпербазитів Українського щита мають порівняно невеликі розміри і до того ж недостатньо вивчені внаслідок поганої відслоненості. Тому рішення об’єднати їх в один комплекс цілком логічне – адже не варто без потреби збільшувати кількість

⁴⁸ В останній схемі Українського щита габроїди та гіпербазити належать до різних комплексів.

підрозділів на картах, з огляду на вторинні зміни габроїди та гіпербазити не завжди можна надійно відрізнити за керном свердловин.

У межах Байкальської складчастої області ті самі породи утворюють величезні за розмірами тіла, чудово відслонені. Тому висновок про їхню належність до різних комплексів буде не менш логічним, ніж попередній. Зрозуміло, що уявлення про генетичні зв'язки та петрологічні висновки щодо кожного з цих регіонів будуть різні, хоча в усіх випадках дослідники мають справу з однотипною послідовністю магматичних тіл. Доти, доки такі комплекси розглядають для кожного регіону зокрема, ці відмінності не мають особливого значення, оскільки розроблені схеми розчленування цілком відповідають потребам у разі складання геологічних карт, і довести на прикладі одного регіону, що певна схема неправильна, практично неможливо. Порівняння таких схем свідчить, що в кожному регіоні магматичні комплекси відповідають об'єктивно існуючим у природі сполученням, проте в багатьох випадках у ранзі комплексів розглядають сполучення різного ступеня складності (різного рангу, так би мовити). З цього випливає, що поняття магматичного комплексу не є фундаментальним. Таке поняття можна назвати описовим чи ситуаційним, зміст його змінюється залежно від ситуації.

Плутонічні комплекси майже ніколи не бувають представлені одним єдиним тілом. У межах певної площі (ареалу) практично наявна низка однотипних за складом і будовою масивів, які в такому випадку об'єднують в один комплекс. Кожен із масивів, узятий окремо, може бути складений одним плутонічним тілом (тобто всі породи, що його утворюють, виникли в одну вікову генерацію) або певною віковою послідовністю плутонічних тіл, розділених між собою активними контактами. Відповідно, виділяють *одно-* та *багатофазові* плутонічні комплекси.

Фази одного комплексу, принаймні теоретично, відповідають окремим порціям розплавів, на які поділилась материнська магма ще до її надходження в магматичну камеру (ймовірно, під час піднімання від магматичного вогнища до камери). Кількість інтрузивних фаз може бути різною; серед відомих авторам прикладів найскладніший за будовою комплекс має шість фаз. Тіла кожної з фаз, здебільшого, оточені ореолами жил, складених тими самими породами. Принаймні частина таких жил, імовірно, з'єднані з головним тілом на глибині – такі жили є апофізами масиву, їх часто описують як *жильну фацію* тієї чи іншої фази. Крім того, кожен фазу може ще супроводжувати *жильна серія* – групи жильних тіл, що проривають головне тіло.

Формування типових багатофазових комплексів завершується утворенням *жильних серій комплексів*, які часто (хоч і не завжди) формувалися у дві вікові генерації – спочатку виникали жили аплітів і пегматитів, а пізніше – лампрофірів. Появу лампрофірів вважають однією з найнадійніших ознак завершення утворення плутонічного комплексу. За рідкісними винятка-

ми, послідовність зміни складу порід від першої до останньої фази одного комплексу є гомодромною⁴⁹ (тобто першими утворювались більш основні породи, а пізніше більш кислі, більш лейкократові). Тому, наприклад, у віковій послідовності плутонічних тіл габро→діорит→граніт→гранодіорит кожен дослідник відразу припустить, що межа між гранодіоритами та більш ранніми гранітами відповідає межі двох різних комплексів. Єдиним цілком однозначним критерієм визначення меж плутонічних комплексів вважається випадок, коли якась група плутонічних тіл трансгресивно перекрита осадовими породами, а інша, пізніша група тіл, прориває цю товщу (на жаль, саме в районах широкого розвитку плутонічних утворень, де виникають найбільші складності у випадку їхнього розчленування, осадові породи бувають розвинуті дуже обмежено).

У межах кожного індивідуального тіла завжди можна виділити кілька петрографічних відмін, пов'язаних між собою пасивними (найчастіше поступовими) контактами. Якщо площі поширення таких відмін можуть бути відображені на геологічних картах (тобто вони достатньо великі за розмірами), то такі відміни називають *фаціями*.

Плутонометаморфічні тіла в одних регіонах традиційно зачисляють до самостійних (магматичних, ультраметабазитних) комплексів, в інших регіонах не менш традиційно об'єднують в одні комплекси з плутонічними утвореннями (в цьому випадку припускають, що гранітні тіла можуть поступово переходити в мігматитові поля). Явище взаємопереходів між мігматитовими полями та автохтонними плутонічними тілами дуже поширене, тому важливе завдання постає перед геологами під час картування районів поширення плутонометаморфічних утворень, є необхідність відокремлення автохтонних плутонічних тіл від алохтонних, які найчастіше мають різкі (інтрузивні) контакти з плутонометаморфічними тілами й, відповідно, повинні належати до окремих плутонічних комплексів.

Методика картування та виокремлення плутонометаморфічних комплексів дещо відрізняється від прийнятої у випадку вивчення плутонічних. Як зазначено вище, характер контактів під час вивчення плутонометаморфічних тіл до уваги не беруть; натомість вагомішого значення надають мінеральному складу гранітоїдів. Цей склад (точніше, провідний мінеральний парагенез) виявляється стабільнішою ознакою, ніж у випадку плутонічних тіл. Провідні мінеральні парагенезиси незмінні на великих площах розвитку плутонометаморфічних утворень; тому їхню зміну, як і різницю радіологічного віку, вважають достатніми підставами для розподілу плутонометаморфічних тіл на різні комплекси.

Усі магматичні комплекси (плутонічні, плутонометаморфічні, вулканоплутонічні, вулканічні світи) – ситуаційні підрозділи, тому не підлягають

⁴⁹ На вулканічні комплекси це правило не поширюється, в них нерідко простежується антидромна (від кислих до основних) послідовність утворення породних відмін.

систематизації. Їх виділяють під місцевими географічними назвами, як додаткові характеристики зазначають вік, узагальнений склад і район поширення (наприклад, ранньопротерозойський житомирський комплекс гранітів Волинського району).

4.3. Вулканічні серії

Незважаючи на те, що магматичні серії досліджують вже протягом майже ста років із застосуванням найсучасніших аналітичних методів, систематика серій поки що не розроблена, дослідників на кількість існуючих у природі типів серій і на класифікаційні межі між ними дуже різняться. Загальноприйнято виділяти лише декілька базальтоїдних серій – толеїтову, вапнисто-лужну та лужно-базальтову. В межах кожної з тих груп різні дослідники пропонують виокремлювати певні типи або підтипи серій. Значна кількість дослідників виділяє також сублужну базальтоїдну серію й припускає можливість розподілу лужно-базальтоїдного типу на кілька самостійних. Зокрема, останнім часом поширеним стало виділення шошонітових серій, що їх деякі дослідники розглядають як представників групи лужно-базальтоїдних серій, а інші – як представників самостійної групи сублужних базальтоїдних серій, які треба виділити між вапнисто-лужними та лужно-базальтовими типами серій.

Толейтові серії – найпоширеніші серед усіх вулканітів. За деякими оцінками кількість виверженого матеріалу толейтових серій на два порядки перевищує поширеність базальтоїдів усіх інших типів. У складі толейтових серій різко переважають базальти та андезитобазальти (> 60%), може бути до 30% андезитів; кислі породи (дацити, зрідка ріоліти) трапляються в кількостях, що не перевищують перші відсотки. Пороодотвірні мінерали – авгіт, піжоніт, лабрадор; може бути олівін або гіперстен. Характерною особливістю основних і кислих членів серії вважають відсутність або рідкісність порфірових вкраплеників.

Толейтові серії можуть виникати в серединно-океанічних хребтах, островних дугах і на океанських островах, активних континентальних окраїнах, у континентальних рифтах і на платформах (так звані трапові асоціації). До цього ж типу належать дайкові пояси діабазів, значно поширені в складчастих регіонах. Відповідно до цього [Магматические горные породы. Основные породы, 1985] толейтовий тип серій, поширених в океанах, поділяють на три підсерії чи підтипи: толейти СОХ (підтип *N* – normal), представлені олівіновими гіперстен-нормативними⁵⁰ базальтами; толейти океанічних островів і підводних плато (підтип *E* – enriched), серед яких переважають

⁵⁰ Нормативними називають мінерали, принципову можливість наявності яких у породі припускають на підставі петрохімічних перерахунків; нормативний склад пород протиставляють модальному, визначеному мікроскопічними дослідженнями.

пікритобазальти; толеїти острівних дуг, складені порівняно лейкократовими кварцнормативними олівіновмісними та безолівіновими базальтами.

Вапнисто-лужні серії відрізняються кількісною перевагою андезитів над базальтами. Типовими представниками серій цього типу вважають так звані андезитові вулканічні формації⁵¹. До 40% у них можуть становити кислі вулканіти (дацити). Характерна особливість серій цього типу – порфірова будова порід; вкрапленики складені плагіоклазом, моноклінним і ромбічним піроксенами; у різновидах серій з підвищеною лужністю у вкрапленниках може бути рогова обманка [Ч. Хьюджес, 1988]. За деякими даними [Магм горные породы. Эволюция магматизма, 1987], здебільшого, крім плагіоклазу, наявний лише гіперстен. Порівняно з толеїтовими серіями вапнисто-лужні вирізняються вищим вмістом лугів, розсіяних елементів, більшою кількістю плагіоклазу, що, відповідно, пояснюється вищою кількістю глинозему. Вапнисто-лужні серії виникають в острівних дугах, на так званих активних окраїнах континентів, а також у складчастих поясах, де вони утворюються на завершальних (так званих орогенних) етапах розвитку. Здебільшого серії цього типу формувались у субаеральних умовах і мали високий ступінь експлозивності. Це призводило до розсіювання вулканічного матеріалу на значних площах, тому оцінити загальні об'єми вивержених порід дуже важко. Вважають, що в острівних дугах на частку толеїтових серій припадає 85% усіх вулканітів, а на частку вапнисто-лужних – лише 12,5%.

Сублужні базальтоїдні серії складені сублужними олівіновими базальтами, гаваїтами, муджіеритами, трахітами, трахіандезитами, трахідацитами, трахіріолітами. Вони постійно містять вкрапленики олівіну та (або) плагіоклазу, крім плагіоклазу та клінопіроксену, можуть бути калієвий польовий шпат, керсутит, часом біотит і навіть лейцит. До цієї ж групи належать *шошонітові серії*, утворені шошонітами та абсарокітами – калішпатовмісними сублужними базальтами та кислішими відмінами.

Базальти в шошонітових серіях становлять до 50%, середні породи – до 40%, приблизно 10% припадає на частку кислих порід – дацитів, латитів, калієвих ріолітів. Для порід характерна наявність порфірових вкрапленників, у складі яких трапляються олівін, авгіт, плагіоклаз, амфібол, ортопіроксен і біотит. Деякі серії, які вважають шошонітовими, містять лейцит, через що їхнє класифікаційне положення не можна вважати визначеним (у давніших схемах шошонітові серії зачисляли до лужно-базальтоїдної групи). Сублужні базальтоїдні серії трапляються на океанічних островах, у континентальних

⁵¹ Л.С. Бородін (1987, с. 209), аналізуючи приклади відомих вулканічних серій, дійшов висновку про невідповідність об'ємів андезитової формації та вапнисто-лужного типу вулканічних серій. За даними цього дослідника до складу андезитових формацій, крім вапнисто-лужних, потрапляють деякі серії, які за петрохімічними особливостями відповідають низьколужним вапнистим (наприклад, вулканіти Закарпаття) або, навпаки, сублужним (наприклад, юрські вулканіти Забайкалля).

рифтових структурах, у складі так званих континентальних трапових асоціацій (див. "Асоціації"). Утворення шошонітових серій найчастіше зумовлене островодужними умовами, але вони описані і в континентальних рифтових структурах [Ч. Хьюджес, 1988].

Лужні базальтоїдні серії утворені з вулканітів, що містять фельдшпатоїди або лужні фемічні мінерали. За мінеральним складом ці породи дуже різноманітні і, без сумніву, тут можна виділити декілька різних типів. Наприклад, Л. С. Бородін, 1987 пропонує поділити цю групу на чотири різні типи серій: лужно-базальтовий – лужно-трахітовий; трахіфонолітовий – фоноліт; базанітоїдний або меланефелініт–базаніт-фонолітовий; меланефелініт–нефелінітовий. Ч. Хьюджес, 1988 припустив можливість наявності чотирьох типів лужних серій – лужно-базальтоїдного, базанітового, нефелінітового та мелілітового. Лужні серії трапляються на океанічних островах і в континентальних рифтах.

Дослідженню серій тепер приділяють особливу увагу, оскільки їх уважають індикаторами різних геодинамічних умов. Визначено, що головна відмінність перелічених типів серій полягає у різній швидкості, з якою відбувається накопичення лугів паралельно до збільшення вмісту кремнезему (рис. 4 1).

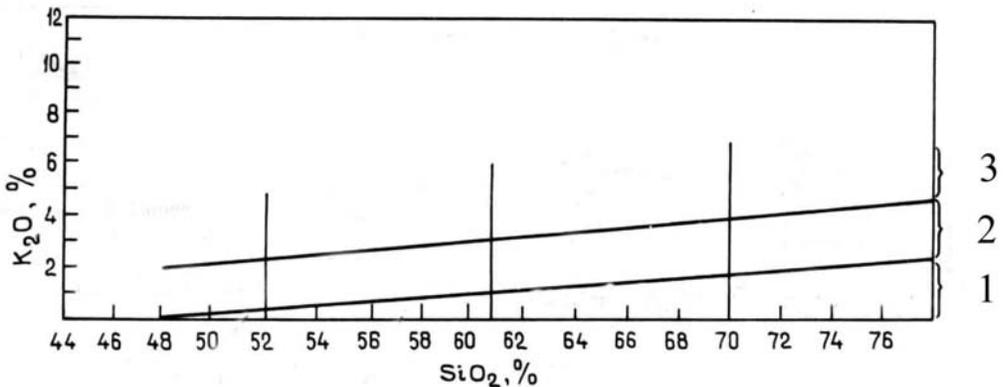
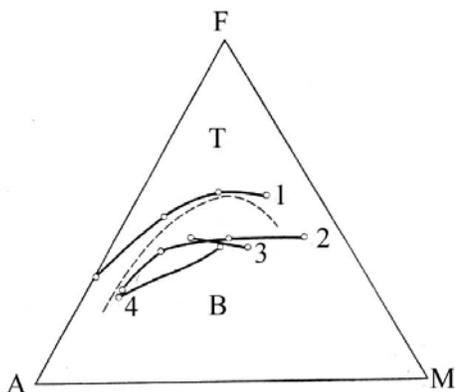


Рис. 4.1. Співвідношення калію та кремнезему в породах толеїтової (1), вапнисто-лужної (2) та лужної базальтоїдної (3) серій, за [Структурна геологія і тектоніка плит, 1991]

Л. Уенїджер та В. Дір у 1939 р. довели, що толеїтові серії, порівняно з вапнисто-лужними, мають тенденцію до накопичення заліза. Діаграму, що ілюструє цю закономірність (рис. 4 2), використовують для розрізнення цих серій.

Рис. 4.2. Тренди вулканічних серій на діаграмі АFМ: А – Na₂O + K₂O, F – FeO + Fe₂O₃, М – MgO за [Еволюція магматизма в історії Землі, 1987]:

Т – поле толеїтової серії; В – поле вапнисто-лужної та інших серій; пунктирна лінія відповідає межі між цими полями; 1 – толеїтова; 2 – вапнисто-лужна; 3 – калієво-натрієва лужна; 4 – калієва лужна серії



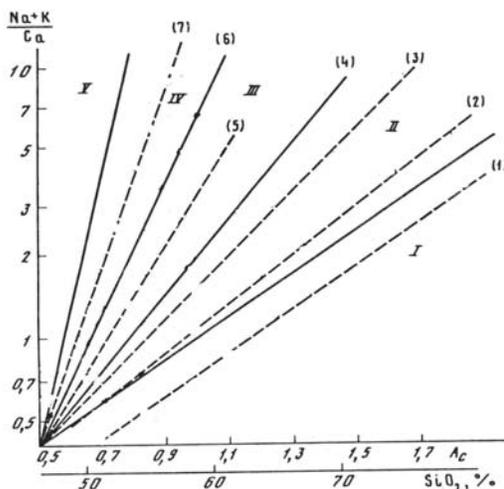
На рис. 4.3 зображено діаграму, яку запропонував Л.С. Бородин для поділу перелічених серій.

Останнім часом стало поширеним виділення цілої низки додаткових серій – бонінітової, коматїтової, лужно-ультраосновної.

Бонінітові серії об'єднують вулканіти від ультраосновного до середнього складу (ефузивні аналоги верлітів і піроксенітів, базальти, андезитобазальти, андезити), характерною ознакою яких є високий вміст магнію. Деякі дослідники розглядають їх як високомагнезійну відміну вапнисто-лужних серій [Еволюція магматизма в історії Землі, 1987]. Утворення серій цього типу пов'язують із так званими внутрішньоокеанічними острівними дугами. *Коматїтові серії* поширені лише на докембрійських щитах. Вони складені так званими ультраосновними та основними коматїтами – вулканітами ультраосновного (подібного до верлітів), дещо менше основного складу з високим вмістом магнію.

Рис. 4.3. Діаграма типізації вулканічних серій за Л. С. Бородіним, 1987:

I – поле вапнистих (толеїтових серій); II – поле вапнисто-лужних серій; III – поле сублужних; IV – поле лужно-базальтоїдних серій; V – поле високолужних (нефелін-фонолітових) серій. Тренди: [1] – океанічний вапнистий (толеїтовий); [2] – островодужний вапнисто-лужний; [3] – головний вапнисто-лужний; [4] – орогенний вапнисто-лужний; [5] – латитовий; [6] – трахітовий; [7] – лужно-базальтоїдний
 $A_c = 4Si/\Sigma (1,5 Ti + 3 Al + 2 Fe^3 + 5 Fe^2 + 5 Mn + 5,5 Mg + 7,5 Ca + 8,5 Na + 9,5 K)$



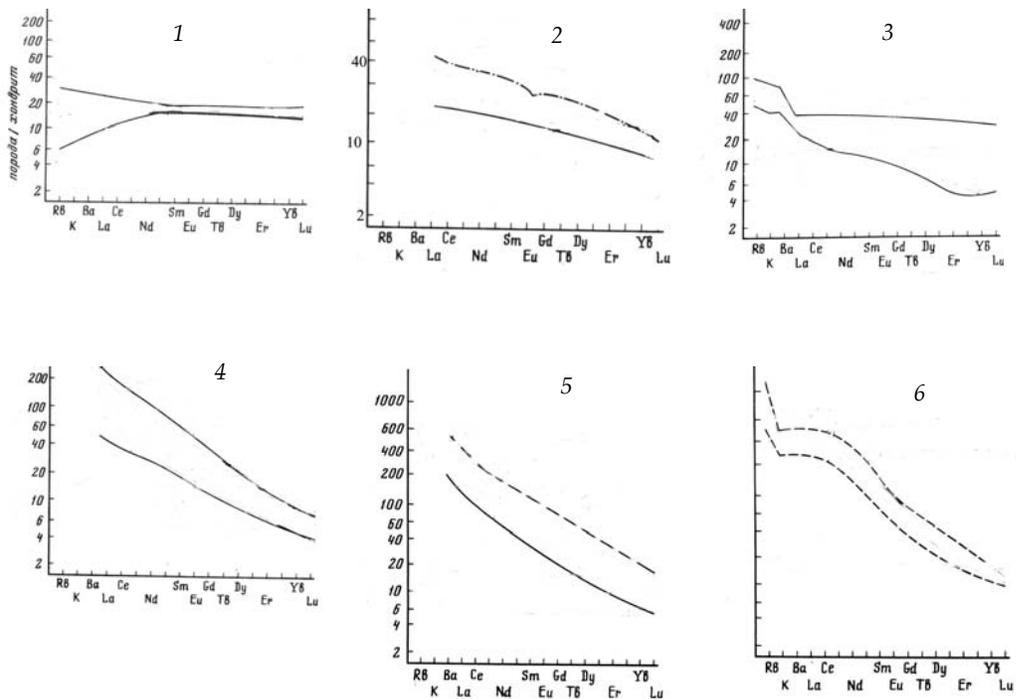


Рис. 4.4. Вміст рідкісноземельних елементів у типових вулканічних серіях [Магматичні гірські породи. Основні породи, 1985]:

- 1 – толейтові серії серединно-океанічних хребтів; 2 – толейтові серії континентальних структур і островів; 3 – вапнисто-лужні серії; 4 – сублужні базальтоїдні серії; 5 – лужні калій-натрієві серії; 6 – лужні калієві серії (на графіках зображено межі коливань вмісту елементів)

Важливе значення надають порівнянню вмісту елементів рідкісноземельної групи. Як видно з наведених діаграм (рис.4.4), різні типи серій доволі впевнено відрізняються за вмістом рідкісних і рідкісноземельних елементів. Найінформативнішим у них виявляється вміст Rb та K, нормований щодо вмісту тих елементів у хондритах. Вміст кожного з перелічених елементів зокрема, нормований за хондритом, становить до 40 одиниць у толейтових серіях, 40...100 – у вапнисто-лужних, 100...200 – у сублужних та 200...1000 – у лужно-базальтоїдних серіях.

4.4. Геохімічні типи гранітоїдів

Оскільки гранітоїди поділити на серії не вдається, то серед західних учених набув поширення поділ їх за геохімічними ознаками. Б. Чеппел та А. Уайт запропонували у 1974 р. ділити гранітоїди на три типи, які позначили

буквами – S- (sedimentary), I- (igneous) та M- (mantle). Йшлося про те, що граніти першого типу виникли внаслідок плавлення осадових товщ, другого – завдяки плавленню вулканічних товщ у нижніх частинах земної кори і третього – унаслідок диференціації мантійних розплавів. Згодом запропонували систематики, які розвивали цей підхід. Зокрема, стало поширеним виділення гранітів А-типу (гранітів областей активізації). Загалом можна сказати, що S-граніти відповідають двослюдяним і біотитовим відмінам, I-граніти є складовою діорит-гранодіорит-гранітових комплексів, M-граніти відповідають плагіогранітоїдам, А-граніти – сублужним і лужним гранітоїдам. В одному з останніх узагальнень (Б. Барбарин, 1999) запропоновано виділяти шість типів гранітоїдних сполучень – MPG (muscovite-bearing peraluminous granitoids – пересичені глиноземом мусковітові граніти), PAG (peralkaline and alkaline granitoids – лужні та пересичені лугами гранітоїди), CPG (cordierite-bearing Peraluminous Granitoids – високоглиноземні кордієритовмісні гранітоїди типу чуднобердичівських гранітоїдів Українського щита), KCG (K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids – багаті калієм лужноземельні гранітоїди), ACG (Arc Tholeitic Granitoids – багаті амфіболом лужноземельні гранітоїди), RTG (Ridge Tholeitic Granitoids – “толейтові” гранітоїди океанічних хребтів). Для поділу плутонічних асоціацій і подальшої кореляції підрозділів вони мало придатні, оскільки кожний такий тип, по-перше, охоплює конкретні підрозділи, які можуть доволі суттєво відрізнитись між собою; по-друге, наведені авторами цифрові характеристики цих систематизаційних підрозділів значно перекриваються між собою. Характерні ознаки головних типів гранітоїдів зведено в табл. 4.2.

Таблиця 4.2

Характерні ознаки головних типів гранітоїдів

Характерні особливості	Гранітоїди S-типу	Гранітоїди I-типу	Гранітоїди А-типу
1	2	3	4
Провідні породні різновиди	Бі, Бі-Мс граніти	Діорити, Кв діорити, монзоніти, Кв монзоніти, гранодіорити, Кв сієніти, Бі граніти, сублужні граніти	Сублужні Бі, Амф-Бі граніти, Кв сієніти (граносієніти), лужні граніти
Характерні другорядні породні відміни	Мс, турмалінові граніти, аляскіти	Кв сієніти, монзоніти з кліно- рідше орто- піроксеном	Гранофірові граніти, граніти з олівіном, флюоритом
Характерні мінерали породотвірні	Мусковіт, біотит	Біотит, рогова обманка, клінопіроксен	Біотит, рогова обманка (часто сублужна, лужна)
Характерні мінерали акцесорні	Сфен, ортит, монацит, гранат, турмалін, зрідка андалузит, кордієрит	Ільменіт, магнетит, сфен	Циркон, астрофіліт

Закінчення табл. 4.2

1	2	3	4
Характерні утворення постмагматичні	Пегматити двослюдяні з турмаліном і гранатом, грейзени, скарни	Кварцові жили	Біотитові пегматити з топазом Як виняток – олівінові пегматити Кварцові жили, лужні метасоматити
Супутні утворення	Не характерні	Тіла габро, дуже часто асоціація з вулканітами базальт–андезит–ріолітового складу з перевагою андезитів	Часта асоціація з лужними плутонічними та вулканічними утвореннями
Петрохімічні особливості	Насичені чи пересичені глиноземом	Породи нормального ряду	Збагачені чи пересичені лугами
Геохімічні особливості Rb/Sr Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	1.6 >0.708	0.18-0.43 0.705-0.709	5.1 0.703-0.712
Формаційна належність	Формації – двослюдяна гранітова, гранітова S-типу, аляскітова	Діорит–гранодіоритова, монзоніт–сієнітова, гранітова I-типу, сублужна гранітова	Граніт–граносієнітова, сублужна гранітова, рапаківі-гранітова, гранофіргранітова

Як видно з табл., різні типи гранітоїдів найчіткіше розрізняють за співвідношенням Rb/Sr, яке зростає від гранітоїдів I-типу (менше 0,45) до гранітоїдів A-типу (понад 5).

4.5. Магматичні формації

4.5.1. Історія вивчення та проблеми досліджень магматичних формацій

Після виходу праці Ю.А.Кузнецова (1964), яка стала початком системного вивчення магматичних формацій, значна частина геологів упродовж кількох десятиліть розробляла цей напрям. Етап активного дослідження завершився виходом монографії “Магматические формации СССР” (1979), яка і досі є найґрунтовнішим узагальненням у цій галузі. Розглянемо систематику формаційних типів, яку розробили вчені.

1. Родина ультрамафічних формацій

Група ультрамафічних формацій

Дуніт–перидотитова формація

Піроксеніт–перидотитова формація
Дуніт–піроксенітова та габрова асоціації

Група лужно – ультрамафічних формацій

Формація меланонфелінітів, лужних ультрамафітів, фельдшпатоїдних габроїдів та карбонатитів
Кімберлітова формація

2. Родина мафічних формацій

Група базальтових і габрових формацій

Формація натрієвих базальтів
Формація натрієвих базальтів–ліпаритів
Базальт–андезит–ліпаритова формація
Андезит–базальтова формація
Формація калієвих базальтів–трахітів
Ліпарит–лейкобазальтова формація
Трахібазальтова формація
Трахібазальт–трахіандезит–трахіліпаритова формація
Базальт–долеритова формація
Габро–діабазова формація
Анортозитова формація
Перидотит–піроксеніт–норитова формація
Сієніт–габрова формація
Габро – анортозитова формація
Габро–верлітова формація
Діабаз–пікритова формація

Група лужно – базальтоїдних і лужно–габроїдних формацій

Формація лужних базальтоїдів, фонолітів, лужних габроїдів і нефелінових сієнітів
Формація лужних базальтоїдів, лейцитофірів, лужних габроїдів, псевдолейцит–нефелінових сієнітів

3. Родина мафічно – салічних формацій

Група андезитових і гранодіоритових формацій

Базальт–андезитова формація
Андезитова формація
Трахіандезитова формація
Тоналіт–плагіограніт–гранодіоритова формація
Діорит–гранодіоритова формація
Монцоніт–сієнітова формація

4. Родина салічних формацій

Група ліпаритових і гранітових формацій

Формація натрієвих ліпаритів
Тацит–ліпаритова формація
Ліпаритова формація

Трахіліпаритова формація
 Мігматит–плагіогранітова і мігматит–гранітова формації
 Гранітова формація
 Формація гранітів рапаківі
 Лейкогранітова формація
 Аляскітова формація
 Граніт–граносієнітова формація
 Лужно–гранітова формація

Група фонолітових і нефелін сієнітових формацій

Формація фонолітів, лужних трахітів, нефелінових (агпаїтових сієнітів)
 Формація лейцитифірів, нефелінових, псевдолейцитових і лужних сієнітів
 Формація нефелінових (міаскітових) і лужних сієнітів

Як бачимо, зміст кожного формаційного типу достатньо відображений у його назві, тому немає потреби додатково характеризувати. Розвиток формаційних досліджень дав змогу за порівняно короткий час цілеспрямовано зібрати значний фактичний матеріал з природних сполучень магматичних порід. Зазначені вище та інші узагальнення стосуються лише плутонічних і вулканічних тіл, і майже не охоплюють плутонометаморфічні тіла.

Виділення й вивчення плутонометаморфічних формацій розпочали у Львівському університеті Є.М. Лазько та його учні. Вони, зокрема, розробили варіант класифікації плутонометаморфічних формацій (табл. 4.3) на прикладі Українського щита. Виділення плутонометаморфічних формацій було значним кроком уперед – воно дало змогу перейти до принципово нових методів складання карт і розчленування ранньодокембрійських ультраметаморфічних утворень, щодо яких виявилися неефективними традиційні методи, розроблені на прикладах фанерозойських товщ і магматичних комплексів.

Приблизно з початку 90-х років ХХ ст. інтерес до формаційних досліджень поступово зменшився. Це зумовлено дією багатьох чинників, серед яких найсуттєвіші, на нашу думку, два. По-перше, значно зменшились обсяги геологокартувальних робіт і, відповідно, зменшилась практична потреба у розробці нових методів. По-друге, формаційні дослідження магматичних утворень не виправдали сподівань, які на них покладали – вони несуттєво підвищили однозначність виокремлення конкретних формацій порівняно з традиційними методами і не сприяли широкому узагальненню петрологічного матеріалу на базі формаційних типів. Петрологічні узагальнення можливі лише на засадах чіткої класифікації типів,

а більшість запропонованих схем є не класифікаціями, а лише переліком відомих типів. Для того, щоб створити таку класифікацію, потрібний надійний фактичний матеріал про конкретні формації. Щоб виділяти формації, вчення про них, як і кожна інша галузь науки повинна мати свій власний метод досліджень. Однак цього не було, оскільки конкретні формації прирівнювали до магматичних комплексів, які переводили у формації лише внаслідок зміни термінології без додаткових досліджень і без обґрунтування прийнятих об'ємів таких підрозділів. Іншими словами, за конкретні формації були прийняті не фундаментальні, а ситуаційні сполучення магматичних порід, і це здело нанівець спроби відшукати якісь загальні петрологічні закономірності.

Таблиця 4.3

Класифікація плутонометаморфічних формацій
(за А.М.Лисаком)

Клас формацій	Група (родина) формацій	Підгрупа	Формації
Плутоно-метаморфічний	Дезінцидентні		Гнейсогранітова
	Коінцидентна двопольовошпат-гранітоїдна	Амфіболіт-двопольовошпато-гранітоїдна	Гнейсолейкогранітова Гнейсогранодіоритова
		Діафторит-двопольовошпато-гранітоїдна	Діафторит-аляскітова
		Грануліт-двопольовошпато-гранітоїдна	Гнейсоаляскітова
	Коінцидентна плагіогранітоїдна	Амфіболіт-плагіогранітоїдна	Кристалосланцево-діоритова Гнейсограніт-плагіогранітова Гнейсодіорит-плагіогранітова
		Діафторит-плагіогранітоїдна	Кристалосланцево-діорит-тоналітова (собітова) Мігматит-плагіогнейсова Мігматит-амфіболітова Гнейсоплагіогранітова
		Грануліт-плагіогранітоїдна	Гнейсоендербітова Кінцигіт-гранітова

Примітка. Під коінцидентними розуміють формації, в яких склад гранітоїдів успадкований від складу вміщених порід; у дезінцидентних формаціях така успадкованість не протезується.

Наприклад, переведемо наведені у табл. 4.1. плутонічні комплекси у формації і порівняємо їх між собою (табл.4.4).

Таблиця 4.4

Приклад розподілу на конкретні формації
однотипних сполучень магматичних порід різних регіонів

Магматичні тіла	УЩ	БЩ	БСО
Плагіогранітоїди	Тоналіт- плагіогранітова формація	Тоналіт- плагіогранітова формація	Габро- плагіогранітова формація
Габроїди	Габро-гіпербазитова формація	Габро-діабазова формація	
Гіпербазити		Гіпербазитова формація	Гіпербазитова формація

Отримані внаслідок такого переведення формації — тоналіт-плагіогранітова та габро-плагіогранітова або габро-гіпербазитова та габро-діабазова — відрізняються наборами головних (найпоширеніших) складових і, відповідно, не можуть бути зараховані до одного формаційного типу. Це унеможлиблює їхнє порівняння та виконання якихось петрологічних узагальнень.

З наведеного вище можна зробити висновок, що поняття магматичного формаційного типу фундаментальне, а поняття конкретної формації – ситуаційне (це не стосується плутонометаморфічних формацій, які виділяли незалежно від комплексів за чітко означеними критеріями). Саме ця суперечність дещо скомпрометувала вчення про формації. Для майбутнього розвитку цього вчення конче потрібна розробка самостійних методів формаційних досліджень, що не залежать від виділення магматичних комплексів.

Співвідношення комплексів і формацій треба переглянути; в окремих випадках вони можуть збігатися, однак це не повинно бути правилом. Як уже зазначалось, у природі є сполучення магматичних порід різного рангу — різного ступеня складності, причому всіх їх можна вважати цілком закономірними. У наведених у табл. 4.4. прикладах такі сполучення – це окремо взяті тіла гіпербазитів, габроїдів, плагіогранітоїдів, кожне з яких складається з певних наборів різновидів. Проте сукупність цих тіл повторюється в різних регіонах, тому її також можна розглядати як закономірне природне сполучення. Є певна фундаментальна особливість, властива всім сполученням магматичних гірських порід – чим складніше таке сполучення, тим менш тісними є просторові зв'язки між його окремими частинами. Відповідно, ці складові можуть бути просторово суміщені в межах окремих масивів, але такі зв'язки не постійні – не менш часто складові таких сполучень (у нашому випадку тіла габроїдів чи плагіогранітоїдів) утворюватимуть самостійні, просторово роз'єднані масиви. Зрозуміло, що серед сполучень найфундаментальнішим буде те, складові якого матимуть найтісніші просторові зв'язки між собою, тобто такі сполучення повторюватимуться в тому ж самому об-

сязі в різних масивах одного району і навіть у масивах різних регіонів. Лише найстійкіші (тобто такі, які найчастіше повторюються в просторі) породні групи (і складені ними тіла) можна прийняти за базові, на вивченні яких має ґрунтуватись усе вчення про закономірності виникнення сполучень магматичних гірських порід (тому, зокрема, в наведеному прикладі найвдалішим є розчленування, прийняте дослідниками Балтійського щита).

Критерій просторової повторюваності породних сполучень виділення осадових формацій заклад засновник цього напрямку М.С. Шатський. Учений розумів термін “парагенезис” як сумісне знаходження. Ю.А. Кузнецов, закладаючи основи вчення про магматичні формації, визнав, що треба покласти в основу інше значення цього терміна — “сумісне утворення”, і це виявилось головною причиною, чому формаційний аналіз досі не зайняв належного місця серед інших геологічних дисциплін. Різниця між осадовими та магматичними формаціями щодо цього полягає лише в тому, що в осадових формаціях сумісне знаходження означає повторюваність певних породних сполучень з огляду на одну товщу, а для магматичних — повторення певних породних сполучень у різних просторово віддалених між собою масивах.

4.5.2. Виділення та систематика магматичних формацій

Специфікою геологічних утворень є те, що вони займають суцільний геологічний простір (земну кору), в межах якого можна провести значну кількість границь. Такі границі можуть бути виділені за різними ознаками (структурно-тектонічними, віковими, особливостями складу) і від дослідника залежить, які з них вважатимуть важливішими. Відповідно, та сама сукупність геологічних порід, розвинутих у межах досліджуваної території, може бути поділена на геологічні тіла по-різному⁵². Тому першим завданням, яке виникає під час дослідження сполучень порід, є розробка такого підходу, який забезпечить максимально можливу однозначність у разі розчленування таких сполучень⁵³.

У *структурно-речовинному формаційному підході* геологічні тіла виділяють за так званими внутрішніми структурно-речовинними ознаками, тобто, за складом та особливостями співвідношень між собою певних компонентів, що становлять таке тіло. Характер складчастості та інші особливості тектонічної будови в межах підходу вважають “зовнішніми” стосовно таких тіл; на процедуру виділення вони впливати не повинні.

⁵² Подібні проблеми не виникають, якщо природні тіла (кристали, плутонічні масиви) відокремлені між собою у просторі; тоді їхні межі всі дослідники сприймають однаково.

⁵³ Абсолютної однозначності у цьому питанні не можна досягнути в принципі.

Як вже зазначалося, цей підхід призводить до виділення підрозділів менших обсягів порівняно з речовинним і віковим підходами, саме це дає змогу досягти у разі розчленування і всіх подальших операціях більшої однозначності, тому далі розглядатимемо лише структурно-речовинний підхід. Теоретично він ґрунтується на концепції рівневої організації речовини, згідно з якою всі природні тіла утворюють певну ієрархічну систему – кожне тіло складається зі сполучень тіл нижчого рівня і є елементом (складовою частиною) тіла високого рівня. Відповідно, гірські породи є сполученнями кристалів, геологічні формації – сполученнями породних тіл; самі формації також є складовими частинами тіл вищого рівня, проте вони вивчені поки що недостатньо. Отже, *геологічні формації* – це сполучення породних тіл⁵⁴, які мають стійкий характер, тобто можуть повторюватися в просторі та часі.

Кожну формацію можна характеризувати певним складом утворювальних її породних тіл і способом їхнього взаєморозташування в межах усього формаційного тіла. Стійка повторюваність в різних ділянках земної кори однакових чи подібних між собою формацій свідчить про те, що утворювальні їхні породні тіла (і породи, що становлять ці тіла) представляють не випадкові комбінації, а закономірні сполучення, складові яких – члени формацій (окремі породи) якось були взаємопов'язані (взаємозумовлені) вже під час утворення таких сполучень.

Структурно-речовинний підхід до виділення формацій опирається на систему ознак, які можна безпосередньо спостерігати та об'єктивно вимірювати. Базовим для цього підходу є поняття породного тіла, яке розглядали раніше. В межах прийнятого підходу всі гірські породи поділяють за структурно-речовинними ознаками на чотири петроструктурні підрозділи – осадові, метаморфічні, плутонічні, вулканічні. Породи цих чотирьох груп можуть утворювати геологічні тіла, складені або представниками лише однієї, або сполученнями порід двох груп. Відповідно, можна виділяти осадові, осадово-метаморфічні та вулканогенно-метаморфічні (метаморфізовані), метаморфічні або суперкрystalльні (такі, які не зберегли ознак вихідних порід), плутонометаморфічні, плутонічні, вулканоплутонічні, вулканічні, вулканогенно-осадові⁵⁵ тіла і в межах кожної з цих груп виділяти формації відповідного петроструктурного класу (рис. 4.5). Далі розглянемо формації, у складі яких магматичні породи кількісно переважають, – плутонічні, вулканічні, вулканоплутонічні, плутонометаморфічні. Для зручності всі

⁵⁴ У багатьох випадках “у першому наближенні” можна знехтувати тим, що породи становлять певні тіла, і обмежитись не зовсім точним, але зручним твердженням, за яким “формації – це сполучення гірських порід”.

⁵⁵ В межах генетичного підходу виділяють три генетичних класи порід – осадові, метаморфічні та магматичні; сполучення порід різних генетичних класів як формації звичайно не розглядають.

ці формації будемо називати магматичними. Усі магматичні тіла, як вже зазначалося, можна поділити на автохтонні та алохтонні. Формації, складені цими тілами, можна поділити на три великі надгрупи — автохтонні, алохтонні та параавтохтонні.

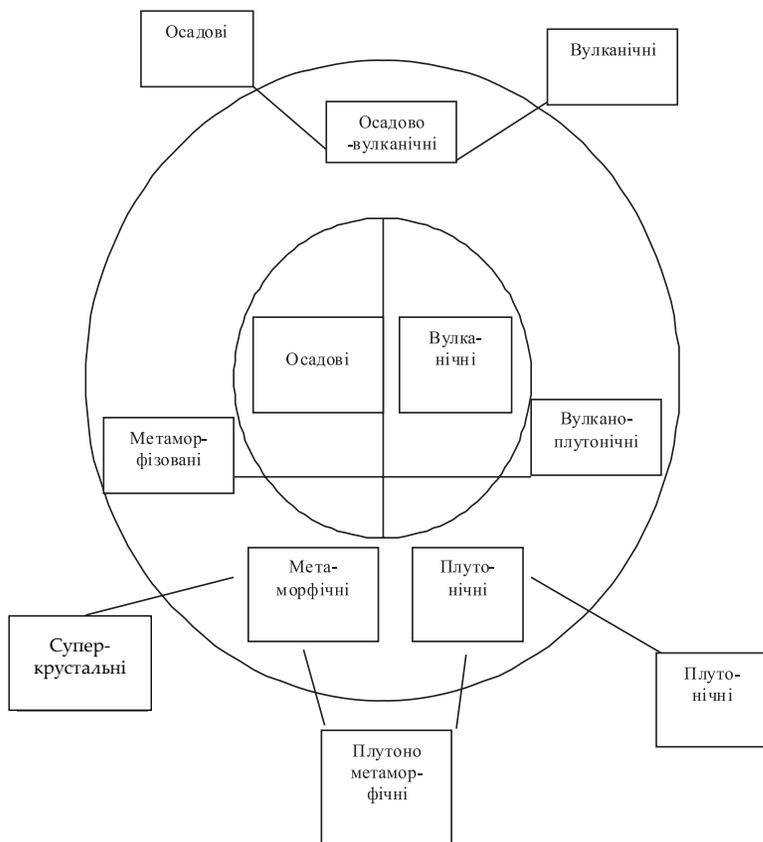


Рис. 4.5. Співвідношення петроструктурних груп порід (внутрішнє коло) та формацій (зовнішнє коло)

Під *автохтонними* будемо розуміти формації, складені непереміщеними плутонометаморфічними та плутонічними тілами гранітоїдів, які виражаються у структурних зв'язках таких тіл з метаморфічними товщами певного складу та у певній успадкованості мінерального складу гранітоїдів від складу метаморфітів. Автохтонні формації можна поділити на плутонометаморфічні та плутонічні. З генетичного погляду всі ці формації виникли внаслідок регіональної гранітизації (ультраметаморфізму за термінологією інших дослідників).

Під *алохтонними* будемо розуміти формації, утворені магматичними тілами, склад і просторове розташування яких не залежать від складу вмісних товщ (що не виключає зв'язків таких формацій із тектонічними структурами,

утвореними тими товщами). Алохтонні формації утворені плутонічними та вулканічними тілами, склад яких може відповідати будь-яким з розглянутих магматичних порід. Іншими словами, алохтонні формації охоплюють плутонічні, вулканічні та вулканоплутонічні. З генетичного погляду тут переважають похідні магматичних розплавів (ортомагматичні), в підпорядкованій кількості наявні реститові та метасоматичні формації.

Під *параавтохтонними* розумітимемо частково переміщені формації — тіла, які їх утворюють, ще не втратили зв'язків з метаморфічними товщами, завдяки яким вони виникли, але мають активні контакти і з товщами, які залягають стратиграфічно вище за розрізом. За морфологічними ознаками тіл ця група охоплює плутонометаморфічні та плутонічні тіла. З генетичного погляду її походження, напевно, найліпше описує термін *палінгенез*. Цей термін запропонував Седергольм для ультраметаморфічних гранітоїдів, які внаслідок плавлення отримали здатність до часткового переміщення [Геологический словарь, 1973].

Головна проблема, яка виникає у разі розчленування тієї чи іншої сукупності порід на формації, полягає в тому, що кожна така сукупність складається з тіл різного ступеня складності (різних рангів) і може бути розчленована різними способами (наприклад, та сама товща ділиться на окремі шари, групи шарів, які відповідають ритмам, циклам і так далі). Іншими словами, заздалегідь не відомо, тіла якого саме рангу відповідають формаційному рівню. Тому треба визначити ознаки, за якими розрізняють формації від інших тіл. Треба зазначити, що морфологічні ознаки, а відтак і методи формаційного розчленування плутонометаморфічних, плутонічних і вулканічних тіл, є різними. Як ми вже згадували, формації характеризуються складом і будовою.

Склад формації визначають кількісними співвідношеннями порід, які їх утворюють, або породних відмін. Найпоширеніші з них називають головними, інші — другорядними. Провести кількісну межу між головними та другорядними членами доволі складно, проте в складі кожної формації наявні дві — три породи, які кількісно переважають над іншими, і можуть вважатися головними. Тобто, кількість кожної з таких відмін повинна становити не менше 30 %. Головні члени є обов'язковими складовими формації, зникнення хоча би одного з них означає перехід до другої формації. Другорядні члени формації необов'язкові.

Будову формації визначають форма та співвідношення у просторі (для плутонічних — просторі та часі) однопородних тіл, складених головними членами формації⁵⁶. Особливості складу та будови формацій у більшості випадків

⁵⁶ Час формування всіх членів стратифікованих формацій можна вважати приблизно однаковим; час утворення метаморфічних і плутонічних складових плутонометаморфічних формацій може різнитись на сотні мільйонів років — принаймні на стадії виділення таких формацій час не варто враховувати; головні члени деяких (далеко не всіх) плутонічних формацій можуть належати до різних вікових генерацій і в такому випадку треба враховувати вікову послідовність їхнього утворення.

взаємопов'язані. Мінімальний об'єм геологічного простору, який зберігає властивості формації (тобто, складений головними членами формації, певним способом розташованими у просторі) називають *елементарною коміркою*. Породне сполучення, яке виповнює елементарну комірку, називають *елементарним парагенезисом*. Відповідно, кожна формація представляє повторення у просторі певної кількості елементарних комірок. Межі формацій відповідають поверхням, у разі переходу через які змінюється характер елементарних комірок.

Головний методичний прийом виділення формацій на основі парагенетичного підходу — емпіричне визначення повторюваності в межах однієї ділянки породних сполучень з однаковим характером кількісних і просторових співвідношень, тобто елементарних комірок. Найчіткіше такі елементарні комірки можна спостерігати в плутонометаморфічних тілах. Практично в кожному такому відслоненні можна побачити повний перелік головних породних відмін гранітоїдів і включення метаморфічних порід (причому форма таких включень є стійкою, отже, характерною ознакою). Повторюваність таких породних сполучень у різних відслоненнях дає змогу впевнено їх картувати та відрізнити від інших.

Деяко складнішим є розчленування вулканічних товщ, але й тут при послідовних дослідженнях розрізу вдається виділити певні товщі, які суттєво відрізняються за складом і характером внутрішньої будови (характером перешарування складових товщі, ступенем експлозивності тощо) від тих, що залягають вище та нижче. Найскладнішим є формаційне розчленування сукупностей алохтонних плутонічних тіл, особливо, якщо вони мають великі розміри. Кожна така формація може відповідати віковій послідовності індивідуальних плутонічних тіл різного складу і в окремих відслоненнях ми матимемо лише фрагменти якихось з тих тіл. Водночас кожна формація може утворювати й просторово роз'єднані виходи — різні масиви. У такому випадку можна говорити лише про повторюваність однотипних породних сполучень у різних масивах (масив у цьому випадку є окремою елементарною коміркою). Зазначимо, що просторова повторюваність є головним критерієм перевірки правильності виділення у прийнятому об'ємі формацій будь-яких систематизаційних підрозділів (рис. 4.6).

Як видно з рис. 4.6, масиви діорит–гранодіоритового складу поширені на всій відображеній території; натомість гранітові тіла — лише у її південній частині. Всі діорит–гранодіоритові масиви північної частини району виділяють в один самостійний комплекс (так званий інгамакітський); у південній частині району їх традиційно об'єднують з гранітовими тілами також в один комплекс (амананський). Отож, з традиційного погляду тут розвинуті два близькі за віком, але незіставні комплекси — діорит–гранодіоритовий та діорит–гранодіорит–гранітовий. З погляду формаційного підходу відсутність

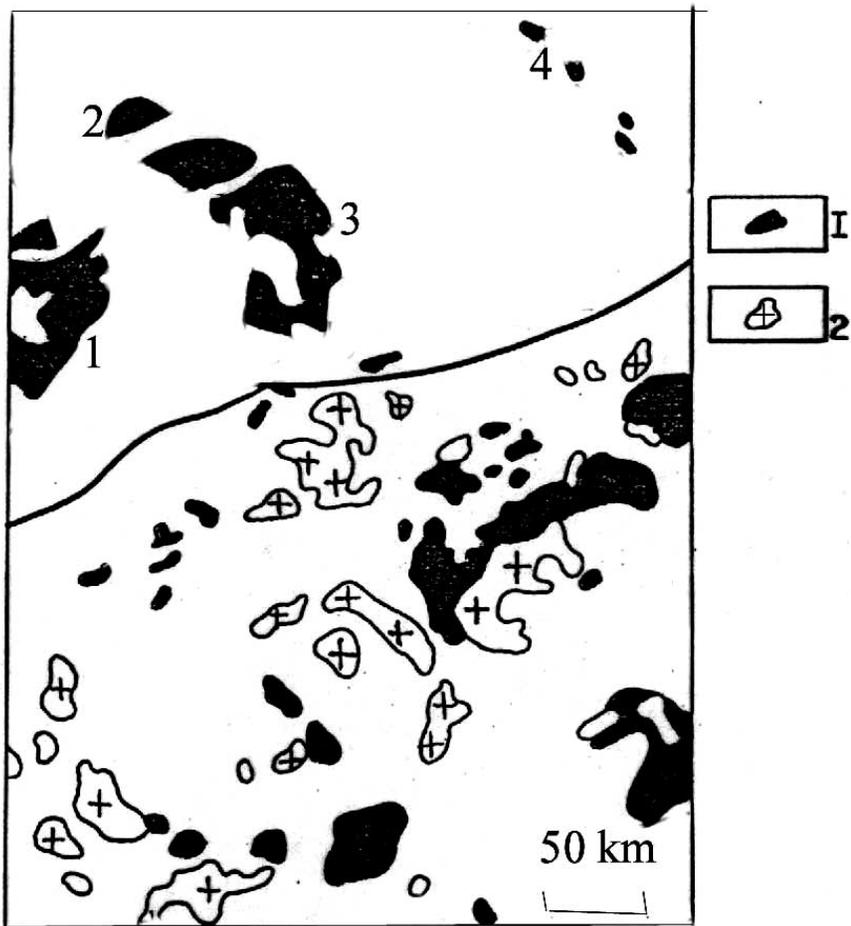


Рис. 4.6. Схема поширення діорит – гранодіоритових (1) і гранітових (2) плутонічних тіл в одному з районів Східного Сибіру. Масиви: 1 – Куда-Делахінський; 2 – Кодарський; 3 – Інгамакітський; 4 – Сакунський

постійних просторових зв'язків між діорит-гранодіоритовими та гранітовими тілами дає змогу виділяти дві різні формації – діорит-гранодіоритову, поширену повсюдно, та гранітову в південній частині території (на південь від відображеного на схемі регіонального розлому). Повторюваність формацій у просторі означає, що повторюються і їхні складові – окремі породні сполучення (у наведеному прикладі можна б розглядати окремо повторюваність діоритів і окремо – гранодіоритів). Тому варто наголосити, що рівню геологічних формацій відповідають лише максимальні за об'ємом породні сполучення з тих, що стійко повторюються у просторі й характеризуються на всій площі поширення однаковим елементарним парагенезисом.

Основи систематики магматичних формацій

Систематика певних явищ є необхідною частиною людської діяльності. Окремий випадок систематики – класифікації природних тіл, які неодмінно розробляють на певній стадії розвитку кожної галузі природознавства, і є важливим пізнавальним засобом. Під час дослідження природних об'єктів, так само як і в побуті, людина натрапляє на безліч подібних, проте не ідентичних тіл, тобто з мінливістю ознак таких тіл. *Мінливість складу* магматичних тіл, що належать до однієї вікової генерації, є поширеним явищем. Її неодноразово помічали різні дослідники, але цілеспрямовано не вивчали. Латеральна мінливість може виражатися у зміні кількісних співвідношень провідних мінералів і, відповідно, головних породних відмін (табл. 4.5), або у зміні хімічного складу тіл (рис. 4.7).

Таблиця 4.5

Латеральна мінливість кількісних співвідношень провідних породних відмін у плутонічних масивах інгамакітського комплексу північно-західної частини Алданського щита

Захід ↔ Схід				
Генерації	Масиви			
	Куда-Делахінський	Кодарський	Інгамакітський	Сакунський
V	Граніти	Бі сублужні граніти	Бі сублужні граніти	Сублужні лейограніти
IV	Гранодіорити (25%), Кв.-Кварцові монцоніти (20%)	Гранодіорити (30%), Кв.-Монцоніти, Кв.-Кварцові сієніти	Гранодіорити + Кв.-Кварцові сієніти (55%), Кв.-Кварцові монцоніти (40%)	Кв.-Кварцові сієніти (60%), Кв.-Кварцові монцоніти (15%)
III	Кв.-Кварцові діорити (40%)	Кв.-Кварцові діорити (30%), сублужні Кв.-Кварцові діорити	Сублужні Кв.-Кварцові діорити, Кв.-Кварцові діорити	Кв.-Кварцові монцодіорити (20%), Сублужні Кв.-Кварцові діорити
II	Габродіорити, габро	Габродіорити, діорити	Габро, Кв.-Діорити	
I		Клинопіроксеніти	Горнblendити	

Примітка. Розташування масивів зображено на схемі рис. 4.6.

Тому головною метою систематики магматичних тіл повинно бути виявлення залежності між класифікаційним положенням та їхніми властивостями. Цього можна досягти, якщо класифікація відображатиме явища послідовної зміни властивостей (складу або будови) подібних між собою тіл, тобто, якщо вони утворять певні систематизаційні ряди. У разі порів-

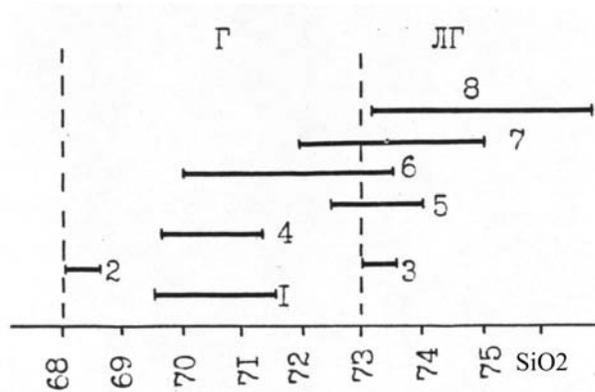


Рис. 4.7. Латеральна мінливість вмісту кремнезему в масивах двослюдяних гранітів житомирського комплексу північно-західної частини Українського щита (Волинь)
 Масиви Волині: 1 — Курчицький; 2 — Соколова Гора; 3 — Тесновський; 4 — Кочеровський; 5 — Чудинський; 6 — Городський; 7 — Раєвський; 8 — Куприянівський
 Придніпров'я. Поля складу: Г — граніт, ЛГ — лейкограніт

няння таких рядів між собою звичайно вдається виявити повторюваність (періодичність) у зміні властивостей тіл.

М.С. Шатський описав латеральну мінливість осадових формацій і висловив думку, що явище взаємозаміни членів однієї формації по латералі гомологічне (принципово подібне) ізоморфізму мінералів. Інші дослідники (С.М. Бескін) зробили висновок про існування ізоморфних рядів магматичних формацій, які належать до одного тектономагматичного циклу і взаємно замінюються в різних структурно-формаційних зонах.

Використання ідеї існування в природі ізоморфних рядів не лише мінералів, а й складніших об'єктів дає змогу побудувати систематику магматичних формацій на тих самих засадах, що й мінералів. Класифікації підлягають не конкретні формації, а узагальнені образи (формаційні типи) груп подібних між собою формацій. Подібними можна вважати конкретні формації або окремі плутонічні тіла (масиви), які мають однаковий перелік головних членів (тобто найпоширеніших петрографічних відмін) та однотипну будову складених тими відмінами тіл. Відповідно, досягнути однозначності під час їхньої класифікації можливо лише тоді, коли під *формаційним типом* будемо розуміти узагальнений образ групи конкретних формацій з однаковими переліками головних членів парагенезису. Якщо конкретні формації відрізняються хоча б одним головним членом парагенезису (хоча б однією провідною петрографічною відміною), то вони повинні бути зачислені до різних типів. Лише такий підхід може привести до однозначної систематики формацій різними дослідниками.

За петрологічними особливостями формаційні типи і відповідні їм конкретні формації можна поділити на групи, кожна з яких характеризується подібними (але не однаковими) якісно переліками порід, практично однаковими провідними (найпоширенішими) мінеральними парагенезисами. Конкретні формації однієї групи часто замінюють одна одну по латералі однієї тектонічної структури⁵⁷, тобто належать до однієї вікової генерації і утворюють один латеральний ряд, або займають однакове положення в однотипних структурах. Це дає змогу розташувати формаційні типи, відповідні різним конкретним формаціям у межах кожної з груп, у певні систематизаційні послідовності (ряди) зі змінними властивостями. Такі ряди будуть дещо відрізнятися у випадку автохтонних і алохтонних формацій. Серед автохтонних поширені латеральні ряди формацій, які тісно пов'язані з тією ж самою метаморфічною товщею, мають близький до неї склад, але відрізняються між собою морфологічними особливостями і можуть належати до різних петроструктурних класів — плутонічного та плутонометаморфічного. У цьому разі є всі підстави припускати, що плутонічні автохтонні тіла (і формації, що їм відповідають) відображають умови інтенсивнішої регіональної гранітизації порівняно з плутонометаморфічними і виникли внаслідок ніби заміщення їх. Тому такі ряди з погляду систематики аналогічно до процесів заміщення мінералів будемо називати *псевдоморфними*.

Латеральні ряди алохтонних формацій належать до одного петроструктурного класу (плутонічного, вулканічного), тобто тіла, які їх утворюють, однотипні морфологічно. Натомість формації одного ряду, як вже зазначалося, відрізняються за складом, зберігаючи одночасно певні спільні риси (спільну "основу"). З погляду систематики такі ряди принципово подібні до ізоморфних рядів мінералів, тому далі називатимемо їх *ізоморфними формаційними рядами*.

Якщо працювати з такими складними об'єктами, якими є навіть не окремі формації, а формаційні ряди, то дуже важливим є незалежний контроль об'єктивності зачислення різних формацій до одного ряду. Цілком зрозуміло, що у разі відсутності такого контролю всі висновки можуть бути поставлені під сумнів і сам підхід буде скомпроментований. Для автохтонних формацій (і утворених ними рядів) такий критерій очевидний – до одного ряду можуть бути зачислені лише ті магматичні формації, які структурно пов'язані з тими самими однотипними за характером розрізів (у випадку різних регіонів) метаморфічними товщами. Для алохтонних формацій такий критерій непридатний. Єдиним об'єктивним критерієм у такому випадку може слугувати лише наявність певних особливостей складу (петрогеохімічних ознак), які будуть спільними для всіх конкретних

⁵⁷ Для плутонічних формацій, які утворюють просторово розрізнені масиви, це означає, що такі масиви належать до однієї вікової генерації.

формацій одного ізоморфного ряду незалежно від їхнього віку та регіону поширення, відрізнятимуться ці формації від представників всіх інших рядів⁵⁸. У розділі алохтонних формацій цьому питанню приділено особливу увагу. Нез'ясованим залишається питання з параавтохтонними формаціями. Кількість відомих прикладів недостатня для висновку про можливу наявність чи відсутність серед них ізоморфних рядів. Треба наголосити, що так само, як не всі мінерали утворюють ізоморфні ряди, існують і магматичні формації, які, враховуючи наявні дані, не утворюють рядів.

4.5.3. Автохтонні формації

До автохтонних належать гранітоїди, що локалізовані в межах метаморфічних товщ певного складу і зберігають мінералогічні особливості цих товщ, що свідчить про їхній незміщений характер. Автохтонні гранітоїди утворюють тіла трьох морфологічних типів – мігматитові поля, плутонометаморфічні тіла (насичені скіалітами вмісних порід) і плутонічні масиви. В порядку переліку такі тіла можна розглядати як члени одного ряду, що псевдоморфно заміщують метаморфічну товщу під час збільшення інтенсивності ультраметаморфічних перетворень, за якою кожний наступний тип виникає внаслідок заміщення попереднього.

Характерна особливість мігматитових полів – приблизно однакові кількісні співвідношення метаморфітів і плутонітів, морфологічно найпоширеніші смугасті та брилові мігматити. У плутонометаморфічних тілах кількість метаморфітів коливається від 1 до 10%, їхні скіаліти розміщені доволі рівномірно по всій площі тіла. Плутонічні тіла автохтонних гранітоїдів, на відміну від плутонометаморфічних, зберігають скіаліти в кількості менше 1%, локалізовані переважно поблизу контактів.

Текстури гранітоїдів змінюються від гнейсоподібних до масивних, структури – від гранобластових до погано виражених гіпідіоморфно-зернистих. Отож, можна говорити про існування в природі певних еволюційних рядів, які відповідають послідовним стадіям гранітизації метаморфічних товщ аж до виникнення плутонічних масивів. А.М. Лисак запропонував називати такі ряди *філетичними*. Розглядаючи різні члени таких рядів як окремі формації (чи формаційні різновиди), можна говорити про заміщення в межах одного ряду одних формацій іншими та принципову подібність цього явища до псевдоморфних заміщень мінералів. Відповідно, такі ряди також можна назвати *псевдоморфними*.

⁵⁸ Щоби ліпше пояснити думку, скористаємося аналогією з ізоморфним рядом плагіоклазів — всі плагіоклази, незалежно від їхнього віку походження та поширення, мають певні особливості, які стійко відрізняють їх від інших мінералів.

Виділення псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів дає змогу реконструювати складчасту структуру товщ до їхньої гранітизації, а також запропонувати принципово новий підхід до систематизації ультраметаморфічних гранітоїдів. Найбільші площі на всіх щитах займають метаморфізовані в гранулітовій та амфіболітовій фаціях інтенсивно гранітизовані стратифіковані комплекси. В розрізах тих комплексів були наявні досить потужні (перші кілометри) товщі, кожна з яких характеризується певними особливостями складу. Ці особливості у певному вигляді відображаються і у складі гранітоїдів, що по них розвиваються. Воно дає змогу картувати “макрогоризонти” різного складу незалежно від ступеня гранітизації і в загальних рисах відтворювати складчасту структуру метаморфічних товщ. Зауважимо, що виділення псевдоморфних рядів можливе лише польовими методами. Далеко не в кожному районі такі ряди представлені в повному обсязі, частіше певні члени рядів “випадають”. Тому повна характеристика і систематика рядів потребує залучення даних принаймні по кількох докембрійських регіонах. Сьогодні можна говорити про існування шести псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів, найповніше вивчених на Українському щиті.

У межах Українського щита найнижче стратиграфічне положення займають утворення метаморфічної кінцигітової формації – товщі біотит-гранатових і гранат-біотитових плагіогнейсів і гнейсів з силіманітом, кордієритом, графітом. По них розвиваються так звані чудново-бердичівські біотит-гранатові гранітоїди *кінцигіт-гранітової формації* [Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов та ін., 1975].

Гранітоїди містять численні скіаліти метаморфічних порід і фактично утворюють у південно-західній частині щита одне величезне плутонометаморфічне тіло. Мігматитових полів такого складу на Українському щиті немає, але вони спостерігались у південній частині Балтійського щита. Тут поширена кінцигітова метаморфічна формація, а гранатові гранітоїди, що асоціюють з нею, утворюють не суцільні тіла, а мігматитові поля *мігматит-кінцигітової формації*, в межах яких відбувається чергування згідних шарів гнейсів і шароподібних тіл гранітів потужністю до 10...15 м (Приладожжя).

Найбільш різноманітно подібні утворення проявлені в докембрії Єнісейського кряжу. Тут також розвинута метаморфічна кінцигітова формація архейського віку, з якою тісно асоціюють поля мігматитів і згідні шароподібні тіла (об’єднані в так званий богунаєвський комплекс), а також невеликі (до 1 км²) плутонічні тіла гранітів того ж складу (кузеєвський комплекс), які подекуди мають чіткі контакти з гранітоїдами богунаєвського комплексу⁵⁹ [В.М. Даценко, 1984]. Ці спостереження дають змогу говорити про існування

⁵⁹ Кузнецов Ю.А. описав ті утворення під назвою формації мігматитів гіперстенових гнейсів і пов’язаних з ними чарнокітів.

в природі автохтонної плутонічної гранат-гранітової формації та **кінцигітоїдного ряду** автохтонних гранітоїдів (від мігматитів до плутонічних тіл), що найповніше проявився в Єнісейському кряжі; на Українському та Балтійському щитах проявилися лише окремі члени того ряду.

Стратиграфічно вище кінцигітової на Українському щиті залягає гіперстенова гнейсо-кристалосланцева метаморфічна формація, представлена гнейсами та кристалічними сланцями з гіперстеном. З нею асоціюють ендербіти, об'єднані в *гнейсо-ендербітову формацію*. В складі цієї формації можуть бути виділені тіла двох типів – ділянки, утворені мігматитами, де ендербіти є як неосоми, та плутонометаморфічні тіла ендербітів із скіалітами (їхня кількість на окремих ділянках сягає 30%) метаморфічних порід (наприклад, “Синя Гора” в Приазов'ї). *Плутонічне тіло ендербітів* практично позбавлене скіалітів, спостерігали у південній частині Балтійського щита (район затоки Меклахті Ладозького озера). Розміри тіла невеликі, характер контактів з ендербітовими мігматитами змінюється від поступового до чіткого. Ці дані дають змогу виділити **ендербітоїдний ряд** автохтонних гранітоїдів, який також містить тіла від мігматитових до плутонічних.

Стратиграфічно в розрізі Українського щита вище гнейсо-кристалосланцевої залягає так звана лейко-гранулітова метаморфічна формація, складена доволі строкатим переліком порід, серед яких переважають лейкократові біотитові та гранат-біотитові двопольовошпатові гнейси. З ними постійно асоціюють лейкократові граніти до аляскітів, які нерідко містять гранат. Морфологія тіл у різних частинах щита має різний характер. Найрізноманітніша вона у Західному Приазов'ї. Лейкогранулітова формація тут повсюдно мігматизована, кількість гранітоїдного матеріалу коливається від 5...10% до 30...40%, а на деяких ділянках до 50...60%. Наявність ділянок з підвищеною кількістю гранітового матеріалу дала підстави виділити тут *мігматит-лейкогранулітову формацію*. На інших ділянках серед мігматитів простежувались невеликі за розмірами плутонометаморфічні тіла гранітів із скіалітами тих самих метаморфічних порід, виділені у самостійну *гнейсо-альяскітову плутонометаморфічну формацію*. В цьому ж районі відслонені тіла аналогічних аляскітів з гранатом, повністю позбавлені скіалітів. Такі тіла можна розглядати як автохтонні плутонічні. Ці спостереження дають підстави для виділення **альяскітоїдного ряду** автохтонних гранітів, який, так само як і розглянуті вище ряди, містить мігматитові поля, плутонометаморфічні та плутонічні тіла.

Три розглянутих ряди пов'язані з метаморфічними товщами гранулітової фації метаморфізму. З товщею біотитових і роговообманкових плагіогнейсів, кристалічних сланців і амфіболітів амфіболітової фації метаморфізму (аульська серія Середнього Придніпров'я) асоціюють плутонометаморфічні тіла *гнейсо-граніт-плагіогранітової* формації. В їхньому складі переважають плагіограніти та тоналіти з гнейсоподібними, зрідка масивними текстурами,

серед яких повсюдно наявні лінзоподібні скіаліти метаморфічних порід (так званий дніпропетровський комплекс). З плутонометаморфічними тілами пов'язані поступовими переходами значні за розмірами (не менше 100 км²) масиви однорідних масивних плагіогранітів, які містять лише поодинокі скіаліти метаморфічних порід. Найвідомішим з них є Запорізький масив. На карті формацій Українського щита ці масиви зачислені до самостійної *автохтонної плутонічної плагіогранітової формації*. Це дає змогу виділити **плагіогранітоїдний ряд** автохтонних гранітоїдів.

З діафторованими товщами Приазов'я пов'язані утворення ще одного, – **діоритоїдного ряду**, – досі невідомі в інших регіонах. Тут серед одноманітних біотит-роговообманкових рідше роговообманкових кристалічних сланців містяться невеликі виділення лінзоподібної та неправильної форми кварцових діоритів до тоналітів. На певних ділянках кількість гранітоїдів різко збільшується і вони утворюють плутонометаморфічні тіла розміром в перші квадратні кілометри, які містять від 15 до 40% скіалітів кристалічних сланців. Склад плутонічних порід стає різноманітнішим, тут спостерігаються біотит-роговообманкові та роговообманково-біотитові тоналіти, кварцові діорити, зрідка плагіограніти. Переходи усіх відмін між собою та до вмісних порід поступові. Ці утворення зачислені до самостійної *кристалосланцево-діорит-тоналітової плутонометаморфічної формації*. З кристалосланцевою товщею асоціюють також згідні плутонічні масиви біотит-роговообманкових кварцових діоритів і тоналітів розміром у десятки кілометрів квадратних (найбільшими серед них є Північнообіточненський масив). Порооди мають гранобластові структури, масивні, гнейсоподібні або смугасті текстури. Скіалітів у внутрішніх частинах масивів немає; їхні контакти з метаморфічною товщею представляють зони чергування згідних шароподібних тіл гранітоїдів і шарів сланців.

З метатеригенною ранньопротерозойською товщею інгуло-інгулецької серії центральної частини Українського щита пов'язані автохтонні гранітоїди **лейкогранітоїдного ряду**, що належать до *гнейсо-лейкогранітової плутонометаморфічної формації*, представлені досить невеликими масивами, пов'язаними поступовими переходами з мігматитами. Будова тіл має зональний характер – їхні внутрішні частини складені чергуванням масивних, гнейсоподібних і смугастих біотитових гранітів з включеннями гнейсів (Воссіятський масив), а зовнішні насичені включеннями порід брилової форми, що надає їм вигляду макроагматитів. Граніти масивів поступово переходять у мігматити, складені чергуванням шароподібних тіл гранітів, власне смугастих мігматитів і гнейсів інгуло-інгулецької серії. Потужність окремих гранітових тіл і проміжків між ними коливається від десятків сантиметрів до 15 метрів, сумарна кількість гранітоїдного матеріалу становить від 10 до 90%. У деяких випадках такі мігматитові ділянки можуть займати самостійне положення серед гнейсів.

Ймовірно, що у подальших цілеспрямованих дослідженнях різних регіонів можуть бути виділені й інші псевдоморфні ряди. Можна також говорити про існування певних петрологічних обмежень складу автохтонних гранітоїдів. Враховуючи наявні дані, вони не можуть бути більш основними за кварцові діорити й більш лужними, аніж сублужні відміни. Незважаючи на відмінності мінерального складу та РТ-умов, появи гранітоїдів у зв'язку з метаморфічними товщами різних ступенів метаморфізму, співвідношення головних породотвірних оксидів (лугів, заліза та магнію) в породах різних псевдоморфних рядів і тіл різної морфології (мігматитових полів, плутонічних масивів) одного ряду дуже мало відрізняються між собою (рис. 4.8). Наприклад, сумарний вміст лугів у всіх рядах залишається приблизно однаковим і коливається в межах 5...7%.

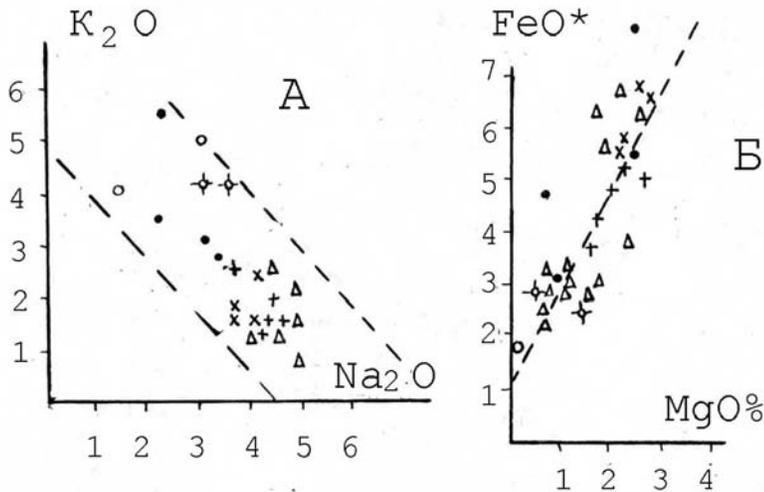


Рис. 4.8. Співвідношення лугів А, заліза та магнію Б, кальцію та глинозему В у гранітоїдах псевдоморфних рядів: 1 – лейкогранітоїдний; 2 – аляскітоїдний; 3 – кінцігітоїдний; 4 – плагіогранітоїдний; 5 – діоритоїдний; 6 – ендербітоїдний ряди

Певні відмінності між рядами простежуються лише у співвідношеннях кальцію та глинозему (рис. 4.9).

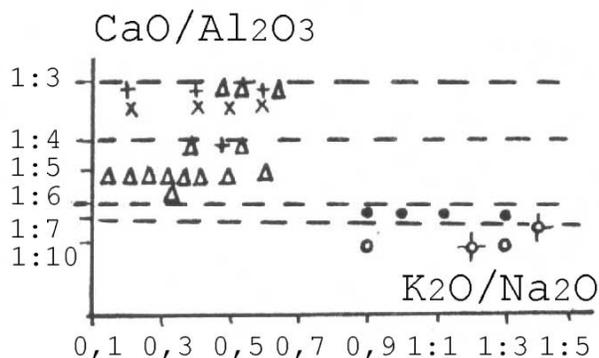


Рис. 4.9. Співвідношення кальцій–глинозем у гранітоїдах різних псевдоморфних рядів. Умовні позначення див. на попередньому рисунку

Це дає змогу розташувати псевдоморфні ряди у систематизаційній послідовності “лейкогранітоїдний–аляскітоїдний –кінцигітоїдний–плагіогранітоїдний–діоритоїдний–ендербітоїдний ряд”, що відповідає зростанню відносної кількості CaO⁶⁰ (табл. 4.6). Цій послідовності відповідає також поступове зменшення ролі калієвого польового шпату та збільшення ролі рогової обманки й піроксену (біотит, кварц і плагіоклаз є наскрізними мінералами, наявними у всіх рядах).

4.5.4. Параавтохтонні формації

Параавтохтонні (частково переміщені) формації утворені плутонометаморфічними гранітоїдними тілами, які мають активні контакти з породами більше, ніж одного метаморфічного комплексу. Наявність таких контактів свідчить про переміщений характер складаючої їх речовини, водночас належність таких тіл до плутонометаморфічних свідчить про те, що вони ще не втратили зв'язків з субстратом, завдяки якому виникли. Поки що описано лише кілька формаційних типів параавтохтонних гранітоїдів – граніт-мігматитові, формації розсіяних гранітових тіл і гнейсово-гранітові⁶¹, і про їхню систематику говорити передчасно.

⁶⁰ Оскільки основним концентратором оксиду кальцію та глинозему є плагіоклази, то можна досить впевнено припускати, що згадані вище відмінності між рядами повинні бути тісно взаємопов'язані зі змінами складу та їхньої кількості.

⁶¹ Назви формацій подані за авторами, які їх описали.

Таблиця 4.6

Псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів Українського щита

Метаморфічні товщі та формації (формація)	Псевдоморфні ряди	Морфологічні відміни (формаційні різновиди – формація)		Характерні мінерали	Хімізм
		мігматові	плутонометаморфічні		
Інуло-інулецька серія	Лейкогранітоїдний	Мігматит-гнейсова формація	Гнейсо-лейкогранітова	Бі, Гр	AlO ₃ ←
Лейкогранулітова формація.	Аляскітоїдний	Мігматит-лейкогранулітова	Гнейсо-альяскітова	Аляскітова	
Кінціпігова формація	Кінціпітоїдний	Мігматит-кінціпігова	Кінціпіт-гранітова	Бі, Гр, Корд	→ CaO
Кристалосланцева амфіболітова формація. Придніпров'я та ін.	Плагіогранітоїдний	Мігматит-плагіогнейсова	Гнейсо-(± граніт)-плагіогранітова	Бі, Ро	
Кристалосланцева формація Призов'я	Діоритоїдний	Мігматит-діорит-кристалосланцева	Кристалосланцево-діорит-тоналітова	Діорит-тоналітова	→ CaO
Гнейсово-кристалосланцева формація	Ендербітоїдний	Мігматит-ендербіт-кристалосланцева	Гнейсово-ендербітова	Ендербітова	

Граніт-мігматитові формації [Магматические формации раннего докембрия СССР. Т. 2, 1980] представлені тілами розміром у десятки та сотні кілометрів квадратних, складеними гнейсоподібними гранітами та плагіогранітами, локалізованими в зонах розломів на межі високометаморфізованих (амфіболіто-гнейсових, діафторованих⁶² грануліто-гнейсових) і середньо- чи слабо метаморфізованих (найчастіше так званих зеленокам'яних або метатеригенних) стратифікованих комплексів. Переходи гранітоїдів до високометаморфізованих товщ поступові через зони мігматитів. Водночас внутрішня будова таких тіл незгідна зі стратифікацією, орієнтовані текстури та смугастість у тілах гранітоїдів занурюються у різні сторони від центральних частин до контактів масивів, що дає змогу говорити про куполоподібну форму таких тіл. Такі тіла назвали гранітогнейсовими куполами. На цій підставі виникла гіпотеза, за якою у зонах зчленування різновікових метаморфічних комплексів виникають тіла анатектинних гранітів, які "спливають" вгору подібно до діапїрів і активно впливають на тектонічну будову рами, що їх оточують.

Уважають, що утворення параавтохтонних тіл відбувалося на після-складчастих стадіях на відміну від синскладчастих автохтонних, згідних з будовою вмінних товщ [Магматические формации раннего докембрия СССР. Т. 2, 1980]. Генетично такі утворення відповідають згаданому вище поняттю мігми, і такі тіла інколи називають мігма- чи мігматит-плутони. Представники цього типу відомі у фундаменті більшості давніх платформ. На Українському щиті до цього типу, ймовірно, належать мігматити та плутонометаморфічні тіла гранітоїдів, розвинуті по периферії Тетерівського прогину метатеригенних порід, але недостатня відслоненість не дає змоги вивчити їх належно.

Яскравим прикладом добре відслонених тіл граніт-мігматитового типу є *Сакуканський масив* біотитових і біотит-амфіболових мезократових середньозернистих гранітоїдів Алданського щита, локалізований на межі Станової зони, складеної високотемпературними діфторитами по архейських метаморфічних товщах, та південної частини Кодаро-Удоканського прогину, складеного ранньопротерозойською метатеригенною товщею (басейн р. Катугін). Масив має розміри близько 200 км², залягає серед товщі гнейсоподібних мігматизованих діфторитів, з якими має поступові переходи. У своїй верхній (за стратиграфічною вертикаллю) частині він контактує з ранньопротерозойською товщею (на відміну від діфторитів лінії контактів з метатеригенними породами чіткі, на окремих ділянках тектонічні). Масив містить безліч включень лінзоподібної та брилової форми діфторитів, досить рівномірно розташованих по всій його площі, і метатеригенних порід. На прикладах різних включень можна спостерігати

⁶² Діафторез – регресивні мінеральні перетворення товщ, метаморфізованих в умовах високих РТ, які супроводжуються заміною високотемпературних мінеральних асоціацій більш низькотемпературними.

всі стадії поступової переробки й “розчинення” їх серед гранітоїдів. Масив має складну внутрішню будову, зумовлену чергуванням ділянок антиформного та синформного орієнтування гнейсоподібних текстур. У цьому разі включення метатеригенних порід тяжіють до ділянок синформної будови (ймовірно, ділянок прогинання поверхні масиву), а з антиформними подекуди пов’язані тіла розміром у перші кілометри квадратні лейкократових масивних гранітів майже без включень. Обмеження таких тіл розпливчасті до чітких, ймовірно, вони відповідають ділянкам утворення розплаву, частково переміщеного стосовно мігми (яка сама була частково переміщеною стосовно вмісних порід).

Формація розсіяних гранітових тіл утворює невеликі масиви (перші кв км) та численні жильні тіла лейкократових біотитових гранітів та аляскітів, які часто з’єднані між собою й утворюють ніби сітку, у комірках якої зберігаються включення метаморфічних порід брилової форми. Рідше трапляються ділянки смугастої будови з субпаралельним розташуванням жил гранітів. Будова тіл складна зонально-брилова – їхні центральні частини утворені гранітами без включень, а ендоконтактів ділянки мають брилову “макроагматитову” будову. Характерні петрографічні особливості гранітів – стійкий світло-рожевий колір і дуже змінні структурні особливості порід (від дрібнозернистих до грубозернистих, від масивних до смугастих, від аплітоподібних до пегматоїдних, хоча справжні пегматити тут трапляються рідко). Специфічною особливістю є часті дактилоскопічні проростання кварцу в польових шпатах.

Характерними представниками цього типу є тіла гранітів, розвинуті в центральній частині Українського щита в зоні зчленування архейського амфіболіто-гнейсового комплексу та ранньопротерозойського метатеригенного комплексу (так званої інгуло-інгулецької серії) в басейні р. Інгулець. Значна частина таких тіл локалізована серед порід амфіболіто-гнейсового комплексу на певній відстані від безпосереднього контакту. Жили рожевих апліто-пегматоїдних гранітів часто накладені на плагіомігматити амфіболіто-гнейсового комплексу, через що такі ділянки часто описують під назвою полімігматитів (кількість неосоми сягає 50% і більше від загальної кількості порід). У разі поширення серед порід інгуло-інгулецької серії апліто-пегматоїдні граніти містять у включеннях не тільки їхні гнейси, але мігматити та граніти асоціюючої з серією автохтонної гнейсо-лейкогранітової формації.

Гнейсо-гранітову формацію виділив А.М. Лисак у західній частині Українського щита на прикладі Уманського масиву, локалізованого на межі амфіболіто-гнейсового стратифікованого комплексу (так званого тикицького) та діафоритів по породах грануліто-гнейсового комплексу. За своїми характеристиками ця формація має проміжний характер між двома розглянутими вище типами. Уманський масив займає площу близько 1500 км²

і складений середньозернистими масивними біотитовими гранітами, які постійно містять включення порід брилоподібної, часом лінзоподібної форми, утворених метаморфічними та плутонічними породами обох комплексів, відомих за межами масиву. Контакти масиву з вмісними породами нечіткі, часто затушовані численними жильними тілами апліто-пегматоїдних гранітів, дуже подібних до розсіяних гранітових тіл, які становлять розглянуту вище формацію. Такі самі тіла широко розвинуті в зонах близького екзоконтакту; в центральних частинах масиву часто спостерігають скупчення пегматоїдного матеріалу неправильної форми.

4.5.5. Алохтонні плутонічні формації

Майже кожна алохтонна магматична формація може містити породи, склад яких коливається у дуже широкому діапазоні, проте більшість таких порід становить лише незначну частину формаційного тіла. Коли характеризують і класифікують формації, враховують лише головні члени перагенезису. За їхнім складом усі алохтонні плутонічні формації можуть бути поділені на три великі групи, які називатимемо *родинами*. До першої групи належать формації, склад головних членів яких може коливатись від ультраосновного до середнього. В загальновідомій класифікації [Магматические формации СССР, 1979] вони поділені на дві родини – *ультрамафічних* і *мафічних* формацій.

У природі поширені формації, складені породами ультраосновного та основного до середнього складу (від перидотитів до діоритів), а формації, у складі яких переважають ультраосновні чи основні породи, нерідко тісно пов'язані між собою генетично та тектонічно. Тому доцільніше об'єднати їх в одну *ультрамафіт-мафічну* родину. Вміст кремнезему в породах цієї родини коливається в межах 40...60%⁶³. До другої групи належать формації, головні члени яких мають середній до помірно кислого склад (від діоритів до гранодіоритів та їхніх більш лужних відповідників). Вміст кремнезему в головних членах цих формацій коливається в межах 53...64%. Їхня характерна особливість – наявність другорядних членів основного та кислого складу (породи ультраосновного та ультракислого складу в них немає). Згідно з [Магматические формации СССР, 1979] і родини формацій називають *мафічно-салічним*. До третьої – *салічної* родини – належать формації, які містять породи від середніх (точніше, кварцових діоритів та їхніх відповідників) до

⁶³ За Р. Делі 40% SiO₂ містять в середньому олівініти. Середні породи, за сучасними класифікаціями, об'єднують діорити (53...60%) та кварцові діорити (60...64% кремнезему). Однак таке об'єднання поділяти не всі дослідники. В 1923 р. Ж. Лапаран запропонував об'єднати в одну родину діорити та габро, а кварцові діорити зачислити до окремої родини. Такий поділ ліпше відповідає результатам формаційних досліджень – найкислішими членами ультрамафіт-мафічних формацій виявляються діорити, а кварцових діоритів у них практично немає.

ультракислих (основні породи в них не трапляються навіть як другорядні). Відповідно, кількість кремнезему в них коливається в межах 60...75%. Можна впевнено припустити, що ультрамафіт-мафічні формації мантіїні, а салічні – коровими похідними. Генетична природа мафічно-салічних формацій (нижньокорова чи мантійна) залишається дискусійною.

4.5.5.1. Родини ультрамафіт-мафічних формацій. Формації родини з ультраосновним до середнього складом головних членів можуть бути поділені на три групи.

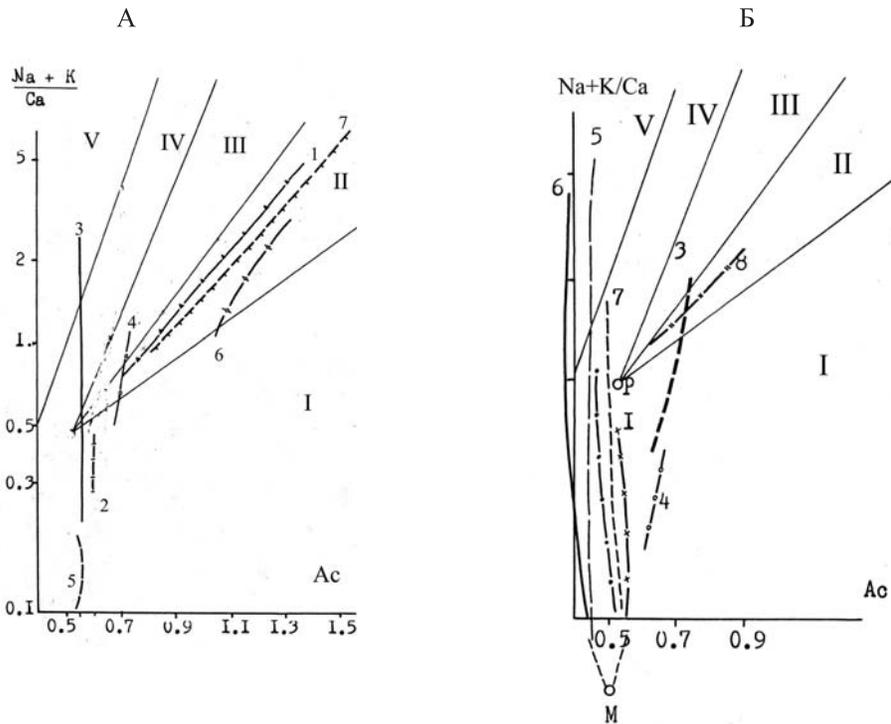


Рис. 4.10. Приклади трендів ранньодкембрійських вулканічних (А) та плутонічних (Б) формацій на діаграмі А.С. Бородіна. Поля: I – толеїтове; II – вапнисто-лужне; III – сублужне; IV – лужне; V – високолужне.

Вулканічні формації: 1 – ефузиви гранулітового кольсько-біломорського комплексу Балтійського щита; 2 – ефузиви метакоматітової формації Придніпров'я; 3 – метакоматіт-толеїтова формація Придніпров'я; 4 – метадацит-андезит-толеїтова формація Придніпров'я; 5 – метакоматіти та толеїти Карелії; 6 – метадацит-ліпаритова формація Карелії; 7 – ефузиви кейвського комплексу Балтійського щита. **Плутонічні формації:** 1 – піроксеніт-перидотитова Приазов'я; 2 – піроксеніт-перидотитова Алданського щита; 3 – габро-діабазова Придніпров'я; 4 – габро-діабазова Алданського щита; 5 – габро-піроксеніт-дунітова Придніпров'я; 6 – дуніт-перидотитова Придніпров'я; 7 – дуніт-перидотитова Алданського щита; 8 – габроноритова Алданського щита. Точки Р та М на діаграмі відповідають ймовірному вихідному складу мантійного субстрату

До першої групи належать вулканічні та плутонічні формації нормальної лужності, сублужні та лужні, для яких характерна пряма кореляція величини відношення $K_2O + Na_2O / CaO$ та SiO_2 (або A_c за Л.С. Бородіним) і підвищений вміст рідкісних земель порівняно з хондритами. Вважають, що такі породні сполучення похідні мантіїних ортомагматичних розплавів. Друга група представлена лише плутонічними формаціями ультраосновного складу нормальної лужності, для яких характерний знижений вміст рідкісноземельних елементів порівняно з вмістом у хондритах, а величина відношення $K_2O + Na_2O / CaO$ не корелюється з кількістю SiO_2 або ж простежується зворотна кореляція (рис 4.10). Уважають, що подібні породні сполучення відповідають реститам – мантіїній речовині, збідненій некогерентними елементами після виплавлення з неї ортомагматичних розплавів. Припускають, що такі мантіїні “залишки” могли у пластичному стані по тектонічних зонах імпрегнуватись (витискатись) у верхні шари земної кори. Такі залишки не були повністю розплавлені, тому не могли вилитись на поверхню й утворювати вулканічні формації. До третьої групи належать вулканічні, вулканоплутонічні та плутонічні формації, складені породами сублужного ультраосновного та лужно-ультраосновного до лужного середнього складу, збагачені некогерентними елементами порівняно з хондритами. Ймовірно, такі формації виникли з ділянок збагаченої внаслідок глибинного метасоматозу мантії.

Група ортомагматичних формацій представлена кількома ізоморфними рядами, які за складом провідних темнобарвних мінералів можна поділити на *однопіроксенові* та *двопіроксенові*. В *однопіроксенових* рядах – толеїтовому, вапнисто-лужному, сублужно-базальтоїдному, лужно-базальтоїдному, клінопіроксенітовому провідними мінералами є клінопіроксени. Конкретні формації цих рядів можуть утворювати вулканічні, плутонічні та вулканоплутонічні тіла. Вулканічні представники перших трьох рядів відомі в літературі під назвами вулканічних серій з відповідними назвами. Плутонічні формації цих рядів за петрогеохімічними ознаками споріднені, й нерідко тісно пов'язані з ними просторово та віково, щоб без потреби не збільшувати кількість термінів, назви вулканічних серій поширюють у цьому випадку на ізоморфні формаційні ряди⁶⁴. Двопіроксенові ізоморфні ряди – габроноритовий і плагіоклазитовий об'єднують плутонічні формації, в яких провідні темнобарвні мінерали представлені орто- та клінопіроксенами. У вулканічній та вулканоплутонічній формах представники цих рядів не трапляються.

Однопіроксенові формації. До толеїтового ізоморфного ряду належать вулканічні та плутонічні тіла, відомі під назвами толеїтових вулканічних

⁶⁴ Оскільки ізоморфні ряди охоплюють вулканічні та плутонічні формації, то поняття такого ряду є ширшим порівняно з вулканічною серією.

серій, базальтів серединно-океанічних хребтів, трапових асоціацій⁶⁵. З геодинамічного погляду – це найуніверсальніші утворення, вони можуть виникати в усіх умовах – серединно-океанічних хребтах, на океанічних островах і в зонах переходу океан-континент, у фундаменті та чохлах давніх платформ, у фанерозойських складчастих поясах і рифтових зонах. Вони не відомі лише у структурах, пов'язаних з процесами автономної активізації.

У складі *толеїтових вулканічних формацій* переважають базальти та андезито-базальти (>60%). У найкисліших диференціатах вулканічних формацій можуть спостерігатися кварц і калієвий польовий шпат, які утворюють взаємні проростання – гранофіри. Для всіх подібних товщ провідними мінералами є плагіоклаз і клінопіроксен, олівін наявний лише в деяких регіонах, а ортопіроксен трапляється в невеликих кількостях (від 0% до 10%).

За співвідношеннями породотвірних оксидів вулканічні формації різних структур дещо різняться між собою, загалом найбільш збагачені високотемпературними елементами (магнієм) толеїти СОХ, а низькотемпературними – (кремнеземом, лугами) толеїти молодих платформ і складчастих поясів.

Цікава особливість толеїтових формацій у складі трапових асоціацій – у північній півкулі їхні перерізи мають антидромну послідовність (яка відображається, зокрема, у зменшенні кількості лугів уверх за розрізами), а у південній гомодромну⁶⁶.

Толейтові плутонічні формації можуть бути безпосередніми комагматами⁶⁷ вулканітів і траплятись незалежно від них. Їхній склад може коливатись від троктолітів через габро до діоритів; ультраосновні породи та анортозити не характерні. Форма тіл переважно шароподібна (такі тіла часто називають силами), доволі поширені пояси дайок, подекуди трапляються плутонічні масиви площею у сотні квадратних кілометрів. Склад провідних членів парагенезису плутонічних формацій у різних умовах різний.

1. Сили, пов'язані з базальтами СОХ, мають незначну потужність (до 7 м) і складені *олівіновими долеритами*, які поступово замінюються вгору безолівіновими долеритами та мікродолеритами в апікальній частині тіла.

2. На островах, пов'язаних з діяльністю плюмів (острів Ісландія), потужність силів сягає 20 м, а довжина сотень метрів; їхній склад відповідає *долериту*.

3. Потужність силів, пов'язаних з траповими асоціаціями, сягає 500 м, а довжина дайок – десятків кілометрів. Часом спостерігають багатоповерхові сили, з'єднані між собою дайкоподібними відгалуженнями. Відповідно до

⁶⁵ Траповими асоціаціями називають масові виливи базальтів та плутонічні тіла, які їх супроводжують і беруть участь у будові чохлах платформ.

⁶⁶ Уперше цю особливість описав В. Л. Масайтіс (Магматичні гірські породи. Основні породи, 1985. – С. 71).

⁶⁷ Комагматичними називають породи чи тіла, які утворились з різних порцій одного вихідного розплаву.

більших розмірів процеси диференціації відбувалися у таких тілах інтенсивніше, що зумовило виникнення низки петрографічних відмін від меланократових високомagneзіальних пікродолеритів до пегматоїдних долеритів і лейкократових долерит-гранофірів. Найпоширеніші відміни – *олівіновмісні та безолівінові долерити*. Серед другорядних членів формацій важливу роль відіграють ортопіроксеновмісні долерити. У разі появи ортопіроксену навіть у незначних кількостях, особливо у випадку асоціації його з олівіном, у силах виникає розшарування. Залежність між наявністю цих мінералів і ступенем розшарування добре простежується на прикладах масивів габродолеритів, що супроводжують трапові вулканіти Сибірської платформи. В існуючих класифікаціях такі формації називають *габродолеритовими*. Характерним представником габродолеритових формацій на Українському щиті є Прутівський масив Волині.

4. Деякі масиви (масив гори Моронго у складі трапової асоціації Сибірської платформи, масив Кіглапейт у Канаді) мають більш основний склад, тому їх можна називати *олівіно-габровими* та *троктоліт-олівіно-габровими*.

5. Окрім габро-долеритових, дослідники виділяють *габро-діорит-діабазові* формації та наголошують, що формації обох типів можуть взаємозамінюватися в тих самих тектонічних структурах і межі між ними можна провести лише умовно [Магматические формации СССР. – Л., 1979. – Т. 1] за наявністю олівіну в певній кількості у габродолеритових і повністю відсутнього у габро-діорит-діабазових формаціях (їх доцільно поділити на габро-діабазові та габро-діоритові). Будова тіл, складених безолівіновими відмінами, за окремими винятками, зональна – у напрямі до контактів зменшується розмір зерен, рідше з'являються кислі відміни. Характерно, що навіть великі масиви габро-діабазів і габро-діоритів не розшаровані.

Прикладом *габро-діабазових формацій* може слугувати Муйський масив протерозойського віку у Східному Сибіру (басейн р. Вітім). Масив займає площу не менше 500 км², вертикальна потужність його не менша від 1,5 км, форма, ймовірно, шароподібна. Габроїди масиву утворились у дві вікові генерації. У першу генерацію виникли досить невеликі інтрузивні тіла габро-діабазів і діабаз-порфіритів, у другу – середньозернисті габро, які становлять головний обсяг масиву. У підпорядкованій кількості серед них трапляються ділянки пегматоїдних габро та діоритів. Незважаючи на такий великий об'єм масиву, габроїди, що його становлять, практично не диференційовані. В них можуть спостерігатись шлірові виділення, прояви так званого градаційного розшарування за зернистістю та чергування лінзоподібних ділянок з різним вмістом темнобарвних мінералів, але розміри таких ділянок не перевищують десятків метрів (рис. 4.11). У потужних габро-діабазових силах елементи розшарування простежуються лише у появі шлірових ділянок піроксенітів поблизу лежачих контактних поверхонь і діоритів та гранофірів поблизу висячих контактів тіл. Також в них

може спостерігатись прихована розшарованість, зумовлена поступовим збільшенням заліза, кремнезему, лугів уверх за розрізом тіла, що ніяк не позначається на якісному мінеральному складі порід.

Масиви *габро-діоритового* складу описані в Кузнецькому Алатау. За будовою вони не відрізняються від *габро-діабазових*, їхня єдина відмінність – середній (тобто кисліший) склад плагіоклазу.

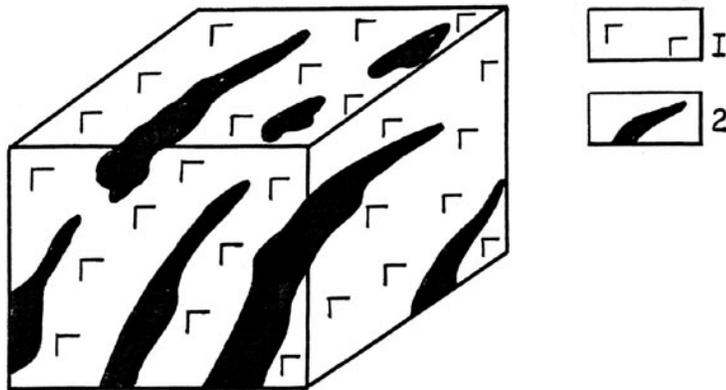


Рис. 4.11. Розшарованість у габроїдах Муйського масиву Східного Сибіру (1 – мезократові; 2 – меланократові габро)

Відмінності у складі розглянутих і подібних плутонічних формацій простежуються на гістограмах, які відповідають частоті поширення кремнезему (рис. 4.12).

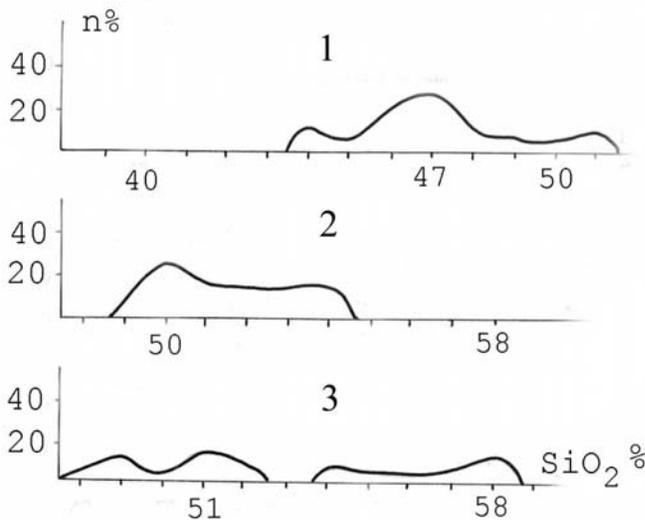


Рис. 4.12. Частота поширення (n%) відмін з різним вмістом кремнезему в породах формацій толейтового ізоморфного ряду: 1 – габро-діабазовий муйський комплекс Східного Сибіру; 2 – габро-діабазовий дороський комплекс Східного Сибіру; 3 – габро-діоритовий комплекс Кузнецького Алатау

Систематизаційно усі вони можуть бути розташовані в послідовності від більш основних (троктоліт-олівінгабрових) до кисліших (габро-діоритових), що відповідає послідовності від більш високотемпературних до низькотемпературних мінеральних парагенезисів, що утворюють ці формації. Паралельно зі зменшенням кількості олівіну зменшується основність плагіоклазів і магнезійність олівінів. Усе це дає змогу вважати такі формації представниками одного ізоморфного толеїтового ряду (табл. 4.7).

Таблиця 4.7

Формації ізоморфних рядів основного складу

Толеїтовий ряд	Формаційні типи				
	Троктоліт-габровий	Олівінгабровий	Габро-долеритовий	Габро-діабазовий	Габро-діоритовий
Габроноритовий ряд	Троктоліт-габроноритовий	Олівінгаброноритовий	Габроноритовий	Габронорит-габровий	Габронорит-діоритовий
Анортзитовий ряд	Бітовнітитовий	Лабрадоритовий		Лабрадорит-андезинітовий	

Розглянемо характерні особливості толеїтового ряду.

1. У складі ряду поширені вулканічні та плутонічні формації, нерідко вони поєднуються та утворюють так звані вулканоплутонічні асоціації.

2. Провідний мінеральний парагенезис усього ізоморфного ряду в цілому – клінопіроксен (авгіт, фероавгіт, піжонітавгіт, піжоніт) + плагіоклаз (лабрадор). У високотемпературній частині ряду у підпорядкованій кількості наявний олівін. У низькотемпературній частині ряду розвинута рогова обманка (у багатьох випадках вона заміщує первинномагматичний клінопіроксен). Як другорядні мінерали можуть спостерігатися ортопіроксен, кварц або анальцим, калієвий польовий шпат, біотит. Це зумовлює принципову можливість (яка далеко не завжди реалізується) виникнення широкого спектра другорядних породних відмін – піроксенітів, ферогабро, сієнітогабро, сієнітодіоритів, діоритів, монцонітів, анальцимовмісних порід, гранофірів. Такі відміни переважно виникають у плутонічних тілах, тобто в умовах більш повної диференціації магматичних розплавів⁶⁸.

⁶⁸ Під час формаційних досліджень складчастих областей вчені неодноразово натрапляли на явище просторового суміщення базальтів або габро з кислими породами. Це відобразилось у появі таких назв: формація натрієвих базальтів і плагіоріолітів, габро-плагіогранітова, габро-гранітова та ін. Усю цю групу називають формаціями контрастного складу або перервними. У цьому разі для базальтоїдів і габроїдів не вдалося знайти жодних відмінностей від подібних їм типових представників толеїтового ряду. Додаткові дослідження все частіше підтверджують, що кислі породи були суттєво відірвані у часі від основних (Магматичні гірські породи. Основні породи, 1985. – С. 160) і не мають з ними постійних просторових зв'язків. Тому такі контрастні сполучення ми розглядаємо як асоціації двох різних формацій.

3. У петрохімічному відношенні характерною рисою толеїтових вулканітів вважають насиченість кремнеземом і найнижчий вміст лугів порівняно з базальтами інших типів (див рис. 4.10). Якісні відмінності між різними ізоморфними рядами наочно ілюструє діаграма “FeO + Fe₂O₃ – MgO – CaO” (рис. 4.12). Толеїтові вулканічні серії відповідають ізометричному полю в центральній частині діаграми, що свідчить про слабкий розвиток процесів диференціації. Плутонічні формації утворюють чітко виражені тренди, які простягаються вздовж лінії складу авгітів, перетинаючи точку складу рогової обманки. Безпосередньо на продовженні цього напрямку розташовані, з одного боку, точка складу малозалізістих авгітів, з іншого – точка складу біотиту. Можна припустити, що ці два мінерали є природними обмеженнями цього тренда диференціації. В ході диференціації співвідношення кальцію та магнію залишалось стабільним, тоді як вміст заліза суттєво змінювався. Можна сказати, що толеїтовий ряд диференційований “за залізом”.

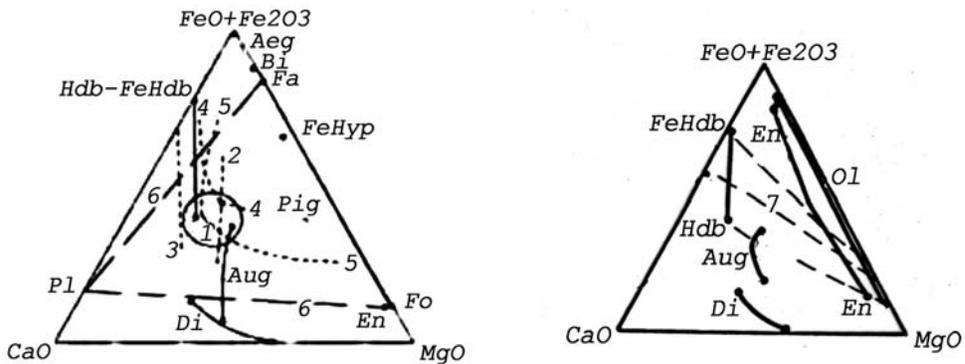


Рис. 4.12. Тренди ізоморфних рядів ортомагматичних формацій на діаграмі “FeO + Fe₂O₃ - MgO - CaO”:

1 – поле толеїтових вулканітів; 2 – тренд плутонічних представників толеїтового ряду; 3 – тренд вапнисто-лужного ряду; 4 – тренд сублужного базальтоїдного ряду; 5 – тренд лужно-базальтоїдного ряду; 6 – тренди, які відповідають найбільш магнезіальним і найбільш залізістим представникам габроноритового та анортозитового ізоморфних рядів; 7 – тренди клинопіроксенітового ізоморфного ряду. Fa – фаяліт (fayalite), Fo – форстерит (forsterite), En – енстатит (enstatite), FeHyp – фероіперстен (ferrohypersthene), Aug – авгіт (augite), Di – діопсид (diopside), Hdb – геденбергіт (hedenbergite), FeHdb – ферогаденбергіт (ferrohedenbergite), Pig – піжоніт (pigeonite), Aeg – егірін (aegirine), Hb – рогова обманка (hornblende), Bi – біотит (biotite), Pl – плагіоклаз (plagioclase)

До *вапнисто-лужного ізоморфного ряду* належать вулканічні товщі відомі під назвами вапнисто-лужних серій, представлених вулканітами – лавами

та пірокластами, серед яких у різних конкретних формаціях переважають гіперстеновмісні базальти та андезитобазальти. Як другорядні члени формацій трапляються андезити, пікритобазальти та кислі відміни. Термін “вапнисто-лужні формації чи серії” доволі поширений. Як довів Л.С. Бородін (1987), вулканічні товщі, до яких застосовують цю назву, можна поділити принаймні на дві групи, які відрізняються за наборами петрографічних відмін і петрохімічними трендами. Тому далі будемо застосовувати цей термін лише до вулканітів, які відповідають “островодужному вапнисто-лужному тренду” за Л.С. Бородіним (див. рис. 4.10). Їх також пропонували називати гіперстеновою або високоглиноземною серією (Х. Куно). Типовими представниками формацій цієї групи вважають вапнисто-лужні серії острівних дуг (Японські, Алеутські, Ліпарські острови тощо). Прикладом таких асоціацій на континенті вважають бодраську середньоюрську асоціацію, розвинуту у внутрішніх частинах Гірського Криму, та вулканіти середньої частини розрізу хребта Карадаг на узбережжі Чорного моря. Вулканіти формуються в субаеральних умовах. Вони мають високий ступінь експлозивності. Вулканічний попіл розсіюється у прилеглих водних басейнах, тому оцінити кількість виверженого матеріалу та кількісні співвідношення петрографічних відмін доволі складно.

Комагматичні вулканітам плутонічні тіла або невідомі або вивчені недостатньо. Припускають, що у багатьох випадках такі тіла ще не відслонені ерозією. Петрографічні особливості різних товщ дещо різняться між собою. Переважають товщі (вулканічні формації), складені двопіроксеновими базальтами з гіперстеном, авгітом, діопсид-авгітом, які містять релікти олівіну, а в кисліших відмінах рогову обманку. Їхня характерна особливість значна (5...15%) кількість порфірових вкраплеників. Однак у Японському морі вулканіти вапнисто-лужної серії складені лише плагіоклазом та ортопіроксеном, які утворюють порфірові вкрапленики та основну масу. Натомість на Алеутських островах та Алясці переважають андезити, складені плагіоклазом і висококальцієвим клінопіроксеном. В основних відмінах до них додається олівін, а у кисліших олівін замінюється на гіперстен. З огляду на таку мінливість провідний мінеральний парагенезис доцільно означити як: плагіоклаз + піроксен (клинопіроксен ↔ ортопіроксен).

Характерні особливості вапнисто-лужних формацій порівняно з толейтовими – значна кількість плагіоклазу та висококальцієвий його склад (№ 70–90 у вкраплениках), підвищена кількість глинозему (до 20%), розсіяних елементів і, найважливіше, лугів. На діаграмі “залізо–магній–кальцій” (див. рис. 4.12) представники вапнисто-лужного ізоморфного ряду утворюють тренди, які простежуються вздовж лінії ферогеденбергіт–геденбергіт. Безпосередньо на продовженні трендів є точка кальцієвого діопсиду. Це дає змогу припустити, що склади кальцієвого діопсиду та ферогеденбергіту є кінцевими точками трендів цього ізоморфного ряду. Порівняно з

усіма іншими рядами, відображеними на діаграмі, вапнисто-лужний має найвищу відносну кількість кальцію і це пояснює такі його особливості: висококальцієвий склад клінопіроксену та плагіоклазу.

До *трахібазальтового (сублужно-базальтоїдного) ізоморфного ряду* належать вулканічні, вулканоплутонічні та плутонічні формації, відомі під назвами калій-натрієвих сублужних базальтових серій або трахібазальтових формацій, а також шошонітових серій або формацій натрій-калієвих базальтів-трахітів. Вони представлені товщами вулканітів потужністю до перших кілометрів, з якими постійно асоціюють численні дайки та невеликі субвулканічні тіла – неки, тріщинні інтрузії, сили. У таких випадках можна спостерігати усі переходи від вулканічних товщ до плутонічних тіл (тобто такі формації належать до вулканоплутонічних). Рідше трапляються самостійні комплекси дайок, подекуди комплекси невеликих, проте численних штюків і дайок, які їх супроводжують. Порооди, що становлять такі плутонічні тіла, мають ознаки утворення на незначних глибинах, у приконтактних ділянках тіл вони набувають субефузивного вигляду (тут виникають відміни від дуже дрібнозернистих до склуватих). Це дає підстави припускати, що й тут існували вулканічні товщі, знищені пізніше ерозією.

Сублужно-базальтоїдні калій-натрієві формації поширені на океанічних островах, на острівних дугах поблизу континентів; на континентах вони трапляються у зонах прогину складчастих поясів, в поєднанні з рифтовими структурами та у складі трапових асоціацій. Сублужно-базальтоїдні формації відповідають рядам диференціатів від сублужних пікритів (анкарамітів) та сублужних олівінових базальтів до трахібазальтів і трахіандезитів. У підпорядкованій кількості можуть бути наявні трахіти, трахідацити, трахіріоліти. Послідовність утворення основних і кислах порід може бути різною, нерідко вони повторюються в розрізі однієї вулканічної товщі.

Структури базальтоїдів коливаються від склуватих до різко виражених порфірових, кількість вкраплеників може сягати 30%, в деяких породних відмінах – 50%. Серед вкраплеників переважає плагіоклаз, крім нього можуть бути наявні олівін, клінопіроксен, титаномagnetит. В основній масі, крім плагіоклазу та піроксену, наявні ортоклаз, часом керсутит, біотит. У найбільш пізніх диференціатах іноді трапляється нефелін або лейцит. Склад плагіоклазу коливається у широких межах, другорядними членами формацій можуть бути базальти з незвично кислим плагіоклазом – андезином (так звані гаваїти) та олігоклазом (муджиерити). Клінопіроксени за складом відповідають титанавгіту або егіринавіту.

Прикладом сублужно-базальтоїдних формацій океанічних островів можуть слугувати четвертинні вулканіти острова Св. Олени в Атлантичному океані. Тут утворилось три потужні покриви, перший з яких складений сублужними пікритами, олівіновими базальтами та трахібазальтами, другий – олівіновими базальтами, гаваїтами, муджиеритами, трахібазальтами,

третій – трахібазальтами, трахіандезитами, трахітами з нефеліном. Переходи в межах кожного покриву між усіма відмінами поступові. Кількісно тут переважають сублужні олівінові базальти (70...80%) та трахібазальти (15...25%). Вулканіти супроводжуються численними дайками.

Добре вивченим прикладом континентальних сублужних формацій є вулканіти Байкало-Монгольської рифтової зони. Серед них також переважають сублужні олівінові базальти та трахібазальти, у підпорядкованій кількості наявні гавайіти, муджиерити, трахіандезити, трахіти.

Цікавою петрографічною особливістю трахібазальтів є випадки утворення облямівок калієвого польового шпату навколо кристалів плагіоклазу, що нагадує овоїди, відомі в гранітоїдах. Дайкову формацію сублужно-базальтоїдного ряду у Волинському районі описав В.П. Бухарев, зокрема до її складу входять дайки волінітів, описаних ще О.М. Заварицьким. Вони складаються з великих (до 3 см та більше) світло-зелених порфірових вкраплеників плагіоклазу, занурених у тонкозернисту чорну основну масу, й утворюють пояси дайок уздовж розломів.

Характерними особливостями цієї групи формацій є підвищені лужність ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), постійна кількісна перевага натрію над калієм і кількість титану (в середньому понад 2%). На діаграмі Л.С. Бородіна вони утворюють тренди, які цей дослідник називає лужно-базальтовими (див рис 4.10). На його думку, вони утворюють ряди диференціатів від олівінових меланократових базальтів (анкарамітів) через трахібазальти⁶⁹ до порід середнього складу – трахітів. На діаграмі залізо–магній–кальцій (див. рис. 4.12) вони утворюють дугоподібні тренди, які простежуються від ферогеденбергіту до рогової обманки й повертають в напрямі складу піжоніту. Провідний мінеральний парагенезис цієї групи формацій – плагіоклаз + клінопіроксен + калієвий польовий шпат.

Шошонітові або натрій-калієві базальт-трахітові формації поширені в острівних дугах та у складчастих поясах. Вони відповідають рядам диференціатів від шошонітів (калій-польовошпатовмісних сублужних базальтів) та абсарокітів (меланократових шошонітів, у яких вкрапленики складені винятково фемічними мінералами) до ріолітів. Базальти в шошонітових серіях становлять до 50%, середні породи – до 40%, приблизно 10% припадає на частку кислих порід – дацитів, латитів, калієвих ріолітів.

Кількісні співвідношення основних і кислих порід можуть суттєво різнитись. Описані випадки, коли товщі з незначною кількістю кислих членів формацій (короткі серії) вздовж простягання замінюються товщами з пов-

⁶⁹Термінологічні розходження Л. С. Бородіна з іншими дослідниками зумовлені тим, що він вважає трахібазальти лужними породами. Для того, щоби уникнути подібних непорозумінь, ми пропонуємо називати цю групу формацій за складом найхарактерніших породних відмін – трахібазальтів.

ним набором кислих відмін (довгими серіями). Вони можуть бути неперервними та контрастними⁷⁰. Послідовність виверження породних відмін може бути різною, наприклад, трахібазальти можуть виникати в середині розрізу товщ і наприкінці, після утворення трахітів.

Породи мають порфірову структуру і містять вкрапленики олівіну, плагіоклазу, біотиту, лужної рогової обманки. Їхня кількість може сягати 50% об'єму породи. Основна маса складена плагіоклазом, калієвим польовим шпатом і клінопіроксенном, трапляються лейцит, анальцит, зрідка нефелін. Склад плагіоклазу коливається в тих самих межах, що й у калій-натрієвих сублужних формаціях (найчастіше це лабрадор), Калієвий польовий шпат – санідин, часом виникають овоїди – санідин утворює облямівки довкола кристалів плагіоклазу. Клінопіроксен представлений авгітом, серед акцесорних мінералів переважає магнетит.

Прикладами вулканічних формацій цієї групи вважають верхньочетвертинні лави островів Середземного моря – Стромболі, Вулкано, Вулканело, описані подібні серії на Камчатці та Японських островах і багатьох інших острівних дуг. На Уралі до формації калієвих базальтів-трахітів зачисляють туринський силурійсько-девонський комплекс, на Кавказі – аджарський комплекс пермського віку. Прикладом шошонітових серій в Україні вважають верхню частину розрізу вулканічної асоціації хребта Карадаг.

У тісній асоціації з вулканітами описують плутонічні тіла габросієнітів, сієнітодіоритів, сієнітів. Прикладом плутонічних тіл можуть слугувати сили Курильських островів, у яких, за даними А.А. Цветкова (Магматичні гірські породи. Основні породи, 1985. – С. 369) знизу вгору виділяють:

1) ортоклаз-олівінове габро⁷¹ (породотвірні мінерали – плагіоклаз, калієвий польовий шпат, клінопіроксен, олівін) – 50...60 м; 2) біотит-ортоклазове габро – 100...200 м; 3) монцоніти, монцодіорити (складаються з плагіоклазу, калієвого польового шпату та клінопіроксену) – 20...30 м; 4) сієніти, анальцитомові сієніти (плагіоклаз, калієвий польовий шпат, біотит, анальцит, цеоліти).

Головна відмінність шошонітових серій від калій-натрієвих сублужно-базальтоїдних полягає у співвідношеннях лугів: для перших характерна перевага калію, для других – натрію. Шошонітові серії мають нижчий вміст титану, через що в них замість титаномagnetиту виникає магнетит, а замість титанавіту – авгіт. Однак провідний мінеральний парагенезис у них однаковий (це відображається в однаковому складі основної маси вулканічних порід обох груп формацій): плагіоклаз + клінопіроксен + калієвий польовий

⁷⁰ Контрастними називають серії чи формації, в будові яких відміни серенього складу наявні в підпорядкованій кількості порівняно з основними та кислими.

⁷¹ Автор називає ці породи габроноритами, але вони містять, за його даними, менше 5% ортопіроксену, отже, це другорядний мінерал, наявність якого не повинна позначатись на назві породи.

шпат. Як і у попередньому випадку, в основних відмінах до парагенезису додається олівін, у кислих – фельдшпатоїди. Серед них частіше трапляється лейцит, але такі самі за складом серії відомі й серед калій-натрієвих формацій. Ці дані наводять на думку, що розглянуті формації належать до одного ізоморфного ряду і взаємозамінюються в різних геодинамічних умовах.

До *лужно-базальтоїдного ізоморфного ряду* належать формації, які містять у своєму складі базальтоїди з фельдшпатоїдами. Залежно від їхнього складу (нефеліну чи лейциту) можна говорити про існування формацій натрієвої та калієвої ліній. Ю.А. Кузнецов (1964) зазначив, що для лужно-базальтоїдних формацій характерна значна мінливість і строкатість складу, що вимагає виділення в межах формаційного типу дрібніших систематизаційних підрозділів. Зокрема, цей дослідник виділяв дві субформації – калій-натрієву нефелін-базальтову та натрій-калієву лейцит-базальтову.

До *натрієвих лужно-базальтоїдних* належать формації, відомі під назвами меланефелініт-базанітових серій [Л.С. Бородін, 1987], серій лужних базальтів і базанітів, лужно-базальтоїдних, нефелін-базальтових, для яких характерний провідний мінеральний парагенезис нефелін + плагіоклаз + клінопіроксен ± олівін (зазначимо, що породи цього ряду не може містити не тільки кварц, що загальновідомо, а й ортопіроксен; усі лужні та сублужні основні та ультраосновні породи мають лише клінопіроксен). Формації цієї групи відповідають ряду диференціатів від лужних пікритів або олівінових меланефелінітів до фонолітів (вулканітів середнього складу з фельдшпатоїдами).

Нефелін-базальтові формації поширені на океанічних островах, континентальних рифтах, на платформах у складі трапових асоціацій. За Л.С. Бородіним, типовим представником формацій цього типу є пізньокрейдяна товща вулканітів Балконес і супутні їй субвулканічні плутонічні тіла, у штаті Техас описав А. Спенсер. Близько 80% площі тут займають олівінові та меліліт-олівінові меланефелініти; 10% фоноліти й стільки ж базаніти та олівінові базальти. В інших випадках, наприклад, на острові Росс поблизу Антарктиди базаніти (лужні базальтоїди з нефеліном) – це найпоширеніша відміна. Такі ж товщі вулканітів відомі у Маймеча-Котуйській провінції на півночі Сибірської платформи та у Кенії у так званому Східному рифті Південної Африки. Найбільш основні члени ряду диференціатів – нефелініти – містять вкрапленики олівіну та титанавіту, занурені у дрібнозернисту основну масу, складену титанавітом і нефеліном. У деяких відмінах нефелінітів наявний меліліт, але він не може співіснувати з плагіоклазом і у разі переходу до базанітів, тобто, коли з'являється плагіоклаз, зникає. Базаніти – порфірові породи, які містять у вкрапленниках олівін, клінопіроксен, основний плагіоклаз. В основній масі, крім перелічених мінералів, додається нефелін. Фоноліти складені калієвим польовим шпатом, нефеліном, егірїнавітом, керсутитом.

Лейцитбазальтові формації трапляються значно рідше. Їхні представники відомі на далекому Сході у Примор'ї та у Західноафриканському рифті в Уганді [Кузнецов, 1964]. Вони утворені товщами лейцитових базальтів (олівін + лейцит + авгіт), лейцитових базанітів (олівін + лейцит + авгіт + плагіоклаз) і калієвих трахібазальтів (олівін + авгіт + плагіоклаз + калієвий польовий шпат).

До лужно-базальтоїдних вулканічних формацій за складом близькі *лужно-габроїдні плутонічні*. Вони не аналогічні, тому їх не можна вважати представниками одного ізоморфного ряду. Типові лужно-габроїдні масиви (Єлетьозерський, Гремяха-Вирмес на Балтійському щиті) мають зональну будову, утворились впродовж кількох вікових генерацій, складених розширеними, послідовно утвореними серіями диференціатів: перидотитами та піроксенітами; габроїдами (габро, олівіновими габро, ортоклазовими габро, плагіоклазитами); фойдолітами (ійолітами, уртітами); нефеліновими та лужними сіенітами. Належність усіх перелічених породних відмін до однієї формації доводиться випадками перешаровування ійоліт-уртітів, з одного боку, з піроксенітами, з іншого – з сіенітами.

Клінопіроксенітовий ізоморфний формаційний ряд складається з вулканічної та плутонічної гілок. Характерна ознака формацій цього ряду – постійна наявність одного з головних членів клінопіроксенітів або верлітів. Представниками вулканічної гілки ряду є товщі (формації) коматітів, відомі, зокрема в Придніпров'ї. До цього ж ряду належать вулканічні товщі пікрит-базальтового складу. Найвідоміші плутонічні представники – платиноносні масиви Уралу (габро-піроксеніт-дунітова формація, за Ю.А. Кузнецовим), габро-верлітові та діабаз-пікритові формації Балтійського щита, Казахстану, Кавказу.

Габро-піроксеніт-дунітові масиви Уралу тісно пов'язані з розломами і відповідно до цього видовжені. Наприклад, один з найбільших масивів – Качканарський – має довжину 120 км при ширині до 22 км. Масиви складені дунітами, верлітами, клінопіроксенітами та різноманітними габроїдами – троктолітами, евкритовими габро⁷², олівіновими евкритами (тилаїтами), олівіновими габро, роговообманковими габро, кварцовими габро, габро-норитами, габродіоритами та ін. Широко розвинуті вторинні утворення – серпентиніти та горнблендіти. Усі ці масиви належать до одного комплексу, однак суттєво відрізняються за кількісними співвідношеннями головних породних відмін. У деяких масивах певних членів ряду може не бути, відповідно, трапляються масиви, складені дунітами до піроксенітів, або лише піроксенітами до габроїдів. Серед найбільших за розмірами масивів є складені переважно дунітами та верлітами (Акерманівський), верлітами

⁷² Евкритовими габро чи евкритами називають габро, у яких плагіоклаз відповідає анортиту.

та клінопіроксенітами (Китлимський) дунітами та клінопіроксенітами (Хабарнинський масив).

Провідний мінеральний парагенезис – $[\pm \text{олівін} + \text{клінопіроксен} \pm \text{плагіоклаз}]$. Клінопіроксени відповідають авгітам і діопсид-авгітам, плагіоклази – лабрадору, бітовніту до анортиту. У диференційованих тілах спостерігається прихована розшарованість – вгору за розрізом піроксени стають більш залістими, а плагіоклази кислішими. У деяких масивах у верлітах і пікритях у невеликій кількості наявний ортопіроксен. З дунітами можуть бути пов'язані рудопрояви платиноїдів і хроміту, з піроксенітами – титаномagnetиту.

На діаграмі “залізо-магній-кальцій” (рис. 4.13, див. рис. 4.12) точки складу порід розглянутих масивів утворюють тренди, які простежуються від магnezіального олівіну до залістистого авгіту та геденбергіту. Можна сказати, що такі формації роздиференційовані по магнію за приблизно постійних співвідношеннях кальцію та заліза. Тренди, які відхиляються у бік збільшення кількості заліза, перетинають лінії складу ортопіроксенів. Це, ймовірно, пояснює їхню появу у складі лише деяких масивів.

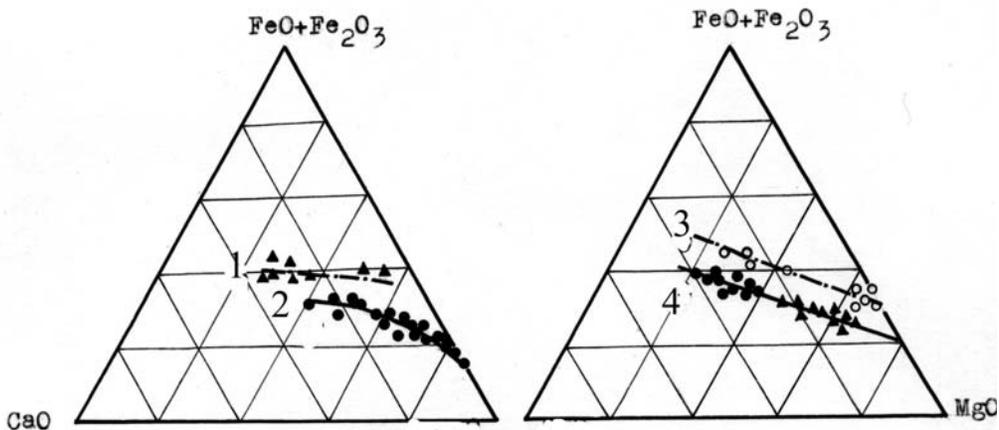


Рис. 4.13. Тренди формацій клінопіроксенітового ряду на діаграмі “залізо-магній-кальцій”: 1 – Петровський і Павловський масиви в складі зеленокам'яного комплексу Придніпров'я (серпентинізована габро-піроксеніт-дунітова формація); 2 – габро-піроксенітові тіла у складі зеленокам'яного комплексу Алданського щита; 3 – коматіти Алданського щита; 4 – коматіти Африки

У перелічених плутонічних формаціях можна виділити дві найпоширеніші петрографічні відміни (одну високотемпературну; іншу – низькотемпературну), за змінами складу яких такі формації можна розташувати в послідовності від більш високотемпературних до низькотемпературних (табл. 4.8).

Таблиця 4.8

Парагенезиси клінопіроксенітового ізоморфного ряду

Різновиди парагенезисів- конкретні формації	Мінеральний склад головних членів парагенезису		Приклади
	високотемпе- ратурного	низькотемпера- турного	
Дуніт-верлітовий	Олівіни	Олівіни + Моноклінні піроксени	Акерманівський масив Уралу
Дуніт- клінопіроксенітовий	Олівіни	Моноклінні піроксени	Хабарнинський масив Уралу
Верліт- клінопіроксенітовий	Олівіни + Моноклінні піроксени	Моноклінні піроксени	Китлимський масив Уралу
Габро-верлітовий Діабаз-пікритовий	Олівіни + Моноклінні піроксени	Моноклінні піроксени + Плагіоклази	Пілгуярвинський комплекс Кольського півострова Каратургайський комплекс Казахстану
Габро-піроксенітовий	Моноклінні піроксени	Моноклінні піроксени + Плагіоклази	Габро-піроксенітові тіла в складі зеленокам'яного комплексу Алданського щита

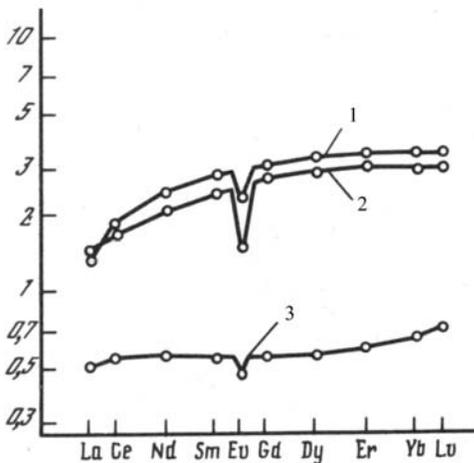


Рис. 4.14. Вміст рідкісноземельних елементів у породах зеленокам'яного комплексу Алданського щита (1, 2 – коматіти; 3 – ультраосновна інтрузивна порода)

Формації клінопіроксенітового ряду відрізняються від інших ортомагматичних підвищеною кількістю порід ультраосновного складу. Як вже зазначалося у розділі “Зародження магматичних розплавів”, поява розплавів з підвищеним порівняно з базальтовими вмістом магнію вимагає більш повного плавлення мантійного субстрату (зокрема, для коматітів припускають 60% плавлення). Можна отримати цікаву інформацію, розглянувши положення трендів ортомагматичних формацій на діаграмі Л.С. Бородіна (див. рис. 4.10), де типові представники ортомагматичних формацій утворюють тренди з нахилом вправо, а реститових – з нахилом вліво. Тренди коматітових формацій утворю-

ють субвертикальні тренди, які злегка відхиляються вправо. Водночас кількість рідкісноземельних елементів в них не набагато більша від хондритової (рис. 4.14) і значно менша, ніж в базальтах різних типів.

На підставі цих даних можна вважати, що коматіїти (і, можливо, інші представники клінопіроксенітового ряду) серед усіх ортомагматичних формацій найближчі за складом до вихідного мантійного субстрату.

Двопіроксенові формації. До *габроноритового ізоморфного ряду* належать плутонічні формації, в яких хоча б один головний член парагенезису представлений габроноритами. Вулканічних представників цей ряд не має. Тіла такого складу постійно більше чи менше розшаровані.

Явище розшарованості магматичних тіл завжди цікавило петрографів, через що більшість розшарованих масивів детально вивчена та описана в літературі. Сучасні погляди дослідників на походження розшарованих плутонічних тіл було закладено в фундаментальних працях Л. Уейджера, В. Діра та Г. Брауна. Ці дослідники вважали, що всі такі масиви належать до толейтового серіального типу, а відмінності між ними та зональними масивами габроїдів зумовлені головно глибиною та тектонічними умовами при застиганні розплавів (припускалося, що розшаровані масиви виникали в спокійних умовах, а тектонічні рухи призводили до перемішування розплавів у камері, що унеможлиблювало їхнє розшарування).

В одному з останніх узагальнень з петрології вивержених порід [Ч. Хьюджес, 1988] розшаровані основні масиви, як самостійний тип, взагалі не розглядали. Ю.А. Кузнецов (1964) зачислив такі масиви до формації диференційованих габрових і норитових інтрузій. Він вважав, що за складом і тектонічним положенням вони дуже подібні до масивів трапової асоціації й відрізняються лише розмірами та ступенем розшарованості. Автор узагальнення [Ч. Хьюджес, 1988] зарахував такі масиви до перидотит-піроксеніт-норитової формації та зазначили, що обсяг і вміст формаційного типу потребують уточнення. Інші дослідники описували різні розшаровані масиви під назвами габро-перидотитових, габроноритових, лерцоліт-піроксеніт-габроноритових формацій, формацій високоглиноземних базитів. Перелік цих назв свідчить про складність і різноманітність розшарованих масивів.

Тіла габроноритового ряду утворюються в різних тектонічних умовах. Їхня характерна особливість – тонке закономірне, часто ритмічне перешарування витриманих вздовж простягання прошарків і шарів, потужність яких коливається від міліметрів до перших десятків метрів. Ритмічність зумовлена неодноразовою зміною високотемпературних і низькотемпературних мінеральних асоціацій у розрізах масивів. Наприклад, у межах одного шару знизу вгору може відбуватись зміна мінеральних парагенезисів $\text{плагіоклаз} + \text{олівін} + \text{піроксен} \rightarrow \text{плагіоклаз} + \text{піроксен} \rightarrow \text{плагіоклаз}$.

В інших випадках такі парагенезиси відповідають окремим прошаркам. Зовнішньо таке перешарування дуже подібне до перешарування в

осадових товщах, тому такі масиви називають *псевдостратифікованими*. Як вже зазначалося, традиційно вважають, що такі масиви виникали в умовах стабільного тектонічного режиму на платформах чи в складчастих поясах. Є чимало прикладів, коли сингенетичні порушення шаруватості свідчать про формування таких масивів в активних тектонічних умовах (див. рис. 3.2.18), і не менше прикладів, коли масиви толеїтового ізоморфного ряду утворювались в спокійних тектонічних умовах і не підлягали розшаруванню.

Для масивів габроноритового ряду характерні лополітоподібні форми, їхні розміри коливаються від десятків до сотень і тисяч кілометрів квадратних. Масиви трапляються по одному і цілими групами. Часом з ними генетично пов'язані численні дайки габроїдів і ультраосновних порід різного складу (характерні відміни – шрістейміти та кортландити), які утворюють дайкові пояси. Поява таких поясів можлива і на великій відстані від масивів без видимого просторового та структурного зв'язку з ними.

Важливими петрологічними особливостями всіх розшарованих габроїдних масивів і особливо представників габроноритового ряду є так звані кумулятивні мікроструктури та приховане розшарування. Кумулятивні мікроструктури виникають у результаті гравітаційної диференціації розплавів, що кристалізуються. Кристали, які утворилися раніше, під дією гравітації опускаються вниз і концентруються в нижніх частинах окремих шарів габроїдів. Такі кристали мають ідіоморфні обриси й утворюють суміш, насичену залишками магматичного розплаву. У разі подальшого зниження температури такі залишки також застигають і, утворюючи вже кристали неправильної форми (так званий інтеркумуляус), цементують більш ранні кристали “кумуляусу”. Ці структури, так само як і ритмічність перешарування, свідчать, що процеси кристалізації в кожному більш менш потужному шарі або серії прошарків відбувалися незалежно.

Найвідомішим, найбільшим за розмірами і найліпше дослідженим представником формацій цього ряду є ранньопротерозойський Бушвельдський масив Південної Африки. Він займає площу 29 000 км² і його вивчають ось уже 100 років. Масив складений з чотирьох розшарованих серій загальною потужністю 8...9 км. В розрізі масиву знизу вгору виділяють.

Базальну серію, складену ритмічним перешаруванням дунітів, гарцбургітів і піроксенітів – бронзититів. Серед них постійно трапляються малопотужні прошарки хромітитів.

Критичну серію, складену тонкими ритмічними перешарками гарцбургітів, бронзититів, норитів, габроноритів і хромітитів. В підшві її залягає так званий головний хромітитовий шар, а у покрівлі “риф Меренського” – шар потужністю лише від 1 до 5 м, який є найбільшим у світі родовищем платини.

Головна зона складена прошарками габроноритів і анортозитів, найпотужніша і займає основний об'єм масиву. Породи її залягають на критичній серії в одних місцях згідно, в інших трансгресивно. Простягання розша-

рованих серій в таких випадках може відрізнятись на 90° від простягання нижчезалеглих, вони частково знищують породи критичної серії і містять їхні ксеноліти.

Верхню зону становлять головно ферогабро. В покрівлі зони в інтеркумудусі з'являються кварц (до 10%) та мікропегматитові зростки його з калієвим польовим шпатом (до 5%), а ромбічний піроксен повністю зникає. Плагіоклаз за складом відповідає андезину, тобто ті породи мають вже не габроїдний, а діоритоїдний склад.

Бушвельдський масив можна вважати еталонним – він поєднує риси всіх інших розшарованих масивів, які, зазвичай, мають менші розміри й складені наборами порід, що відповідають якійсь одній із серій Бушвельдського масиву. Цікаво, що в кожній серії цього масиву процеси диференціації відбувалися незалежно від інших, про що свідчить різниця у наборах порід. Характерно, що ті набори в різних серіях частково перекриваються, але в кожній наступній серії набір диференціатів дещо зсунутий у бік більш лейкократових відмін. Наприклад, у нижній – базальній серії крайні, найбільш високотемпературні диференціати – дуніти, в наступній (критичній) – лерцоліти, в головній – габронорити.

Відповідно зміщується й набір найбільш низькотемпературних диференціатів кожної серії у бік їхнього наближення до складу анортозитів. Характерне також збільшення кількості заліза у верхах масиву й поява мікропегматитового агрегату. В деяких масивах трапляються ферогабро, в яких титаномagnetит взагалі є єдиним темнобарвним мінералом, а шари чистого титаномagnetиту досягають потужності понад 5 м (Чинейський масив Східного Сибіру). Крім заліза, подібні масиви часто супроводжуються підвищеними концентраціями мідно-нікелевих руд, тому кожна нова знахідка розшарованого масиву завжди викликає у геологів великий інтерес.

Петрологічно дуже цікава група протерозойських розшарованих масивів відома в фундаменті Східносибірської платформи в басейні р. Вітім (так званий талаїнський комплекс) та Прибайкаллі (довиренський комплекс). Масиви мають невеликі розміри (перші десятки кілометрів квадратних), дуже складну у плані форму (в розрізі вони становлять лійко- та плитоподібні тіла).

В будові масивів беруть участь породи від двох до шести вікових генерацій (інтрузивних фаз), кожна з яких, до того ж, супроводжувалася утворенням жильної серії. Тіла всіх генерацій розшаровані й мають чіткі інтрузивні контакти. Перешаровування зумовлене чергуванням шарів масивних габроїдів потужністю близько 50 м і тонкорозшарованих серій такої самої потужності. Перешаровування в їхніх межах повторює в мініатурі особливості розрізу в цілому. Кожна така серія складається з перешаровування масивних і тонко розшарованих прошарків загальною потужністю в кілька десятків сантиметрів.

Породи мають численні ознаки формування в активних тектонічних умовах. Постійно спостерігаються змінання, розриви тонких прошарків, зрізання одних прошарків іншими, контакти між різними потужними шарами в одних випадках є згідними, в інших – шари зрізають один одного і містять ксеноліти.

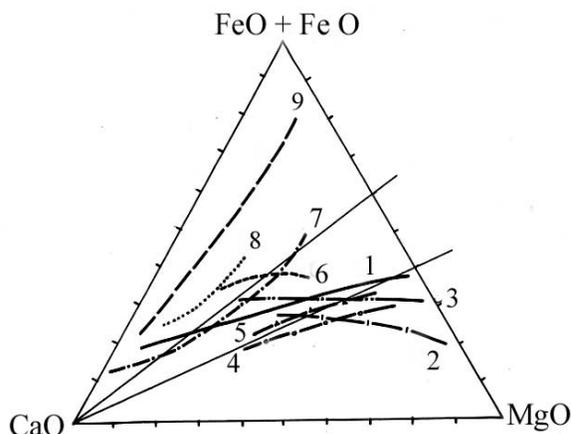
Склад вікових генерацій загалом послідовно змінюється від дунітів і гарцбургітів до анортозитів та діоритів, але завдяки розшаруванню й диференціації однотипні петрографічні відміни беруть участь у будові тіл різних генерацій. Простежуються певні відмінності і в складі одновікових генерацій – в різних масивах набори диференціатів виявляються “зсунутими” в бік більш меланократових, чи більш лейкократових різновидів. Цікавою особливістю цих масивів є те, що породи різних вікових генерацій, незалежно від складу, відрізняються різним кольором. Наприклад, різним генераціям властиві коричневі, зелені, бузкові анортозити. Ймовірно, що це зумовлене різними домішками, які містяться головно у плагіоклазах. Вкорінення розшарованих масивів закінчилося формуванням жильної серії (складеної переважно кортландитами та шпрістеймітами), яка утворила дайкові пояси, що з’єднують між собою ці масиви. Всі ці тіла утворюють плутонічний пояс довжиною не менше 650 км.

Простіше побудовані розшаровані масиви (Чинейський, Якутський Сибірської платформи, Юрівський, Силезівський північної частини Волинського району Східноєвропейської платформи) сформувались в одну вікову генерацію й складені перешаровуванням порід від гіпербазитів до анортозитів у разі кількісної переваги габроноритів і габро. Гіпербазити у таких масивах становлять перші відсотки від загальної кількості порід. Перешаровування порід має більш чи менш чітко виражений ритмічний характер з деяким збільшенням уверх за розрізом кількості лейкократових відмін.

На діаграмі “залізо–магній–кальцій” тренди масивів, у яких габронорити є одним з головних членів парагенезису, простягаються від різних точок на стороні трикутника “магній – залізо” (що відповідає олівінам чи ортопіроксенам з різним значенням залізистості в складі найбільш високотемпературних диференціатів різних масивів) до точки плагіоклазу, розташованої поблизу вершини трикутника “кальцій” (воно зумовлює подібність складу найбільш низькотемпературних диференціатів – анортозитів чи лейкократових габроїдів у різних масивах). На своєму шляху тренди перетинають криві, які відповідають складу всіх моноклінних піроксенів, з чого можна зробити висновок, що жоден з фемічних мінералів не контролює процеси кристалізаційної диференціації в масивах цієї групи (рис. 4.15, див рис 4.12). Для порід кожного масиву співвідношення заліза та магнію змінюється у невеликих межах порівняно зі зміною відносної кількості кальцію.

Рис. 4.15. Тренди масивів
габроноритового ізоморфного
ряду

Масиви: 1 – довиренського комплексу басейну р. Вітім; 2 – масив Ківакка (Карелія); 3 – Липовий Куш (Воронезький кристалічний масив); 4 – масиви Брунган і Калбак-Даг (Тува); 5 – масив р. Ханга (Тува); 6 – Рибинський масив (Кузнецький Алатау); 7 – масив Булкінський (Алтае-Саянська область); 8 – Якутський масив басейну р. Вітім; 9 – Чинейський масив Східного Сибіру



Як бачимо формації габроноритового ізоморфного ряду диференційовані по кальцію. Співвідношення сумарного заліза та магнію в початкових – найбільш основних диференціатах різних масивів – коливається в межах від 1:4 до 4:1. Усе це дає змогу розташувати розглянуту групу масивів у систематизаційній послідовності від магnezіальних (стосовно високотемпературних) до залізистих. Формаційні типи, які можна виділити в межах ізоморфного ряду, подано у табл. 4.7.

Анортозитовий ізоморфний формаційний ряд містить так звані анортозитові чи габро-анортозитові масиви, головною петрографічною відмінною яких є плагіоклазити чи анортозити (тобто породи, які містять понад 90% плагіоклазу) та габро-анортозити, які містять 70-90% плагіоклазу. Породи такого складу часто виникають як диференціати основних розплавів у складі розшарованих масивів габроноритового ряду. Їхню появу у таких випадках пояснюють кристалізаційною диференціацією згідно зі схемою Боуена, і особливих питань щодо їхнього генезису не виникає.

Проте у ранньому докембрії утворювались величезні масиви, складені майже повністю анортозитами. Габроїди в них наявні лише в незначній кількості, і пояснити виникнення таких масивів процесами кристалізаційної диференціації звичайних основних розплавів без дії додаткових чинників не вдається. Тому анортозитові масиви цього типу називають автономними. Найвідомішими серед таких масивів є Адірондакський Канадського та Джугджурський Алданського щитів. Окрім того, габро-анортозитові масиви відомі у складі анортозит-рапакові-гранітових плутонів (зокрема Корсунь-Новомиргородського та Коростенського на Українському щиті). Усі ці масиви мають подібну будову.

Наприклад, у будові автономного Джугджурського масиву виділяють три зони [Ю. А. Кузнецов, 1964]. Нижня зона складена норитами, габроноритами з прошарками піроксенітів. Середня зона складена плагіоклазитами, дещо менше габроноритами. Верхня зона складена плагіоклазитами з шлірами та смугами, збагаченими темнобарвними мінералами.

Масиви габро-анортозитів, які асоціюють з рапаківі-гранітовими тілами Українського щита, мають двоповерхову будову. Верхні частини масивів, які входять до складу Коростенського поліформаційного плутону, утворені лейкократовими породами, серед яких переважають габроанортозити, у підпорядкованій кількості наявні анортозити (андезиніти до лабрадоритів). За підрахунками, габроанортозити становлять 50%, анортозити – 30% площі масивів (20% припадає на більш меланократові другорядні відміни).

Серед анортозитів виділяють декілька відмін, які відрізняються кольором і кількістю фемічних мінералів. На глибині габро-анортозити замінюються на габронорити, які поступово переходять у троктоліти. За розмірами зерен та структурно-текстурними особливостям ці породи подібні до габро-анортозитів, але контакти між ними мають активний характер. Габро-анортозити містять включення габроноритів, а вони перетинають жили анортозитів. Габронорити поблизу таких жил “заростають” вкраплениками плагіоклазу й переходять у лейкократові габро⁷³. Пізнішими щодо габроанортозитів і анортозитів є дайки та силоподібні слабдорозшаровані тіла потужністю до 350 м, часом штоки дрібнозернистих темно-сірих до чорних габроноритів, серед яких наявні більш чи менш потужні смуги олівінітів, верлітів, піроксенітів, олівінових піроксенітів, норит-перидотитів. Ці тіла локалізовані по периферії габроанортозитових виходів і отримали назву крайового комплексу.

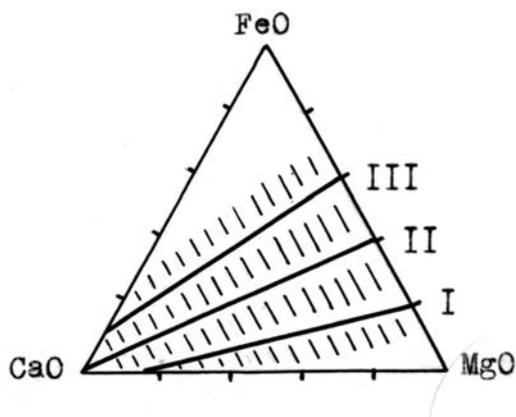
Головними членами всіх цих формацій є анортозити чи габроанортозити, а провідний мінеральний парагенезис складений одним плагіоклазом. Його склад може коливатись навіть у межах одного масиву; найчастіше він відповідає № 45–55, тобто лабрадор–андезину, причому плагіоклаз зазвичай містить антипертитові вrostки калієвого польового шпату. Обов’язковими (хоча й другорядними) членами формацій є породи з ортопіроксеном і клінопіроксеном, причому ортопіроксен переважає. У невеликій кількості трапляються олівіновмісні породи. Анортозитові масиви переважно супроводжуються багатими проявами титаномагнетит–апатит–ільменітових руд. Питання про походження таких великих мас магматичних розплавів лейкократового складу досі не з’ясоване.

Систематизаційно усі габро-анортозитові формації можна розташувати в один ряд, у межах якого послідовно змінюється співвідношення заліза та магнію, а також склад переважаючих плагіоклазів (рис. 4.16). У межах цього ряду можуть бути відокремлені три формаційні типи (див. табл. 4.7).

⁷³ Подібні явища “плагіоклазитизації” описані й у ксенолітах Джугджурського масиву.

Рис. 4.16. Тренди формаційних типів анортозитового ізоморфного ряду:

I – бітовнітитовий тип, $Fe/Mg=1:4$ (представники – анортозитові масиви Кольського півострова, Центральний масив Анабарського щита, анортозити Місяця); II – лабрадоритовий тип, $Fe/Mg=2:3$ (представники – інші масиви Анабарського щита, масиви Західної Латвії, Лантарський масив хребта Джугджур); III – лабрадорит-андезинітовий тип, $Fe/Mg=3:2$ (представники – масиви Українського щита, Геранський масив хребта Джугджур, Каларський масив Алданського щита)



Отож, в ортомагматичних формаціях визначено три різні шляхи диференціації – по залізу (толеїтовий, почасти вапнисто-лужний ряди), по кальцію (габроноритовий і анортозитовий ряди), по магнію (клинопіроксенітовий). Ряди підвищеної лужності поєднують в собі елементи шляхів диференціації по магнію та залізу. Як видно з діаграми “залізо-магній-кальцій”, тренди ізоморфних формаційних рядів контролюються складом головних породотвірних мінералів, фракціонування яких і зумовлює певний шлях диференціації. Наявні дані свідчать про те, що шляхи диференціації, поява певних мінералів, ступінь і характер розшарування плутонічних масивів зумовлені не різною глибиною та тектонічними умовами кристалізації однотипних між собою вихідних магматичних розплавів (як це, припускають, наприклад, згадані вище Л. Уейджер та інші дослідники для толеїтових однопіроксенових базальтів і розшарованих двопіроксенових габроїдних масивів), а відмінностями складу таких розплавів. Породи двопіроксенового ряду відрізняються від толеїтового більшим значенням відношення глинозему до кальцію (рис. 4.17). Породи габроанортозитового ряду, попри подібність їх до наборів порід габроноритового ряду, характеризуються ще більшим значенням цього співвідношення. Експериментальне дослідження мінеральної системи “діоксид-форстерит-енстатит” свідчить, що кристалізація з розплавів кліно- чи ортопіроксенів зумовлена відмінностями складу таких розплавів і лише у вузькій області складів (поблизу точки перитектики) співвідношення цих мінералів можуть змінюватись залежно від зміни тиску.

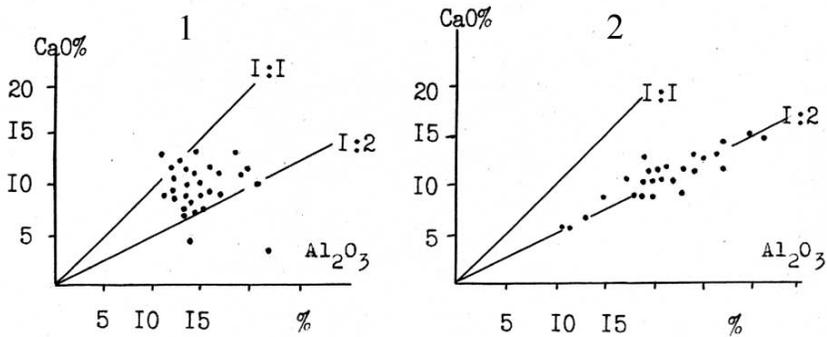


Рис. 4.17. Співвідношення кальцію та глинозему в породах толеїтового (1) та габроноритового (2) ізоморфних формаційних рядів

Розшаровані габроїдні масиви зазвичай мають двопіроксеновий склад і часто містять олівін, тоді як однопіроксенові масиви здебільшого не розшаровані. Це приводить до висновку, що здатність магматичних розплавів до розшарування залежить від їхнього вихідного складу – у разі більшої кількості мінералів, що кристалізують одночасно, вся система стає нестійкою і починає ділитись на окремі частини з меншою кількістю породотвірних мінералів.

Серед можливих причин виникнення різних ізоморфних рядів базальтоїдів і габроїдів найімовірнішою видається різний склад флюїдів, які брали участь у магмоутворенні. Наприклад, зв'язок формацій підвищеної лужності з багатими вуглекислою флюїдами підкреслюють усі петрологи, які займалися цим питанням. Результати дослідження складу флюїдів різними дослідниками зведені у табл. 4.9.

Таблиця 4.9

Співвідношення вуглець- і водневмісних компонентів флюїдів у формаціях ортомагматичної групи

Ізоморфний ряд	Конкретна формація	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	$(\text{CO}_2 + \text{CO}) / (\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2)$
Анортозитовий	Анортозити Сутамського блоку Алданського щита	0,004-0,16	0,006-0,09
Габроноритовий	Довиренський комплекс Байкальської складчастої області	0,02-0,07	0,02-0,07
Толеїтовий	Трапи Сибірської платформи	0,07-0,23	0,07-0,24
Сублужний	Базальти Байкальського рифту	0,30-1,78	0,49-1,94
	Базальти Серединно-атлантичного рифту	0,24	0,51
Базанітовий	Лужні базальти Східно-африканського рифту	0,12	0,18
	Нефелініти	0,43	0,48

Як як видно з даних таблиці, у флюїдах у всіх випадках переважають сполуки водню (головно вода). Сполуки вуглецю у всіх випадках наявні у підпорядкованій кількості, але в формаціях анортозитового та габроноритового рядів кількість їх на два порядки поступається водневим, а у формаціях підвищеної лужності – лише на порядок. Відповідно, можна вважати, що двопіроксенові формації виникали в умовах водневого флюїдного режиму, а однопіроксенові формації – в умовах вуглецево-водневого режиму. В другій групі порівняно з першою збільшується здатність розплавів утворювати вулканічні виливи й зменшується здатність плутонічних тіл до розшарування.

Група формацій ультраосновного складу нормальної лужності (група реститових формацій). Типовими представниками реститових формацій, які виникли зі збідненого легкоплавкими компонентами субстрату, вважають дуніт-гарцбургітові тіла, відомі в літературі під назвою альпінотипних гіпербазитів або *дуніт-перидотитової формації* [Магматические формации СССР. – Л., 1979, Т. 1]. Розміри масивів зазвичай становлять перші сотні кілометрів квадратних, форма переважно лінзоподібна. Провідними петрографічними відмінами в таких тілах є дуніти та гарцбургіти, які є в змінних кількісних співвідношеннях; у підпорядкованій кількості трапляються більш низькотемпературні відміни – лерцоліти, верліти, піроксеніти, подекуди олівінове габро. Усі тіла, переважно інтенсивно серпентинізовані, що сильно ускладнює їхнє дослідження. Коли зберігаються первинні особливості порід, визначають смугасту будову масивів, зумовлену чергуванням смуг (шарів) дунітів і гарцбургітів потужністю від кількох сантиметрів до 5 м. Найвідоміші представники цього типу – пояс ультраосновних масивів Уралу, з якими пов'язане хромітове зруденіння (масиви Рай-Із, Кемпірсайський та ін.). Як вважають сучасні дослідники, такі масиви виникають в океанічних умовах і поява їх на континентах свідчить про те, що тут збереглися реліктові ділянки океанічної земної кори (так звані офіолітові асоціації). Подібні масиви можуть спостерігатися і в інших геолого-тектонічних умовах. Зокрема, на докембрійських щитах вони трапляються в асоціації з зеленокам'яними комплексами. Наприклад, в Середньому Придніпров'ї до цього типу належать Правдинський і Південно-Білозірський масиви. Перший з них складається з 45% аподунітів, 20% апогарцбургітів, 10% аполерцолітів, а другий – з 85% апогарцбургітів та 10% лерцолітів.

Склад породотвірних мінералів у різних смугах залишається приблизно однаковим і цей факт відсутності прихованого розшарування характерний для ортомагматичних масивів. Водночас помітні ознаки дроблення мінералів ще до повного застигання порід. Масиви завжди мають тектонічні контакти з вмісними породами і не чинять термічного впливу на них. Це свідчить про те, що смугаста будова дуніт-гарцбургітових масивів зумовлена

не кристалізаційною диференціацією, як в габроїдних тілах, а тектонічними причинами.

Характерною ознакою подібних масивів є також знижена, порівняно з метеоритами, кількість рідкісноземельних елементів (див. рис. 3.5.1). Уважають, що все це відображає їхній генезис – утворення в мантії тугоплавкого реститового залишку після відокремлення ортомагматичних розплавів і подальше витискування реститового матеріалу у твердопластичному чи кашоподібному стані по тектонічних зонах у верхні горизонти. Згідно з таким генезисом реститові утворення можуть існувати лише в формі плутонічних тіл і не повинні мати вулканічних аналогів. Уже після вкорінення тіл у них відбувалися досить активні прояви високотемпературного метасоматозу. По серпентину утворювалися вторинні олівін і клінопіроксени й виникали жили та тіла неправильної форми олівінітів і піроксенітів, які мають активні контакти з дунітами та серпентинитами. У деяких масивах знаходять трубоподібні тіла, складені уламками серпентинітів і вмісних порід, зцементованих серпентинитами. На діаграмі “залізо-магній-кальцій” точки складу порід дуніт-гарцбургітових тіл утворюють компактні поля поблизу точки складу магнезійального олівіну (рис. 4.18), тобто диференціації в них немає. Це дає змогу чітко відрізнити такі тіла від серпентинізованих тіл ортомагматичних формацій.

До дуніт-перидотитових за складом та, ймовірно, генезисом близькі формації *піроксеніт-перидотитового типу* [Магматические Формации СССР. – Л., 1979, Т. 1]. Для них характерний той самий набір порід, але провідними петрографічними відмінами є лерцоліти та піроксеніти. Вони також підлягають інтенсивній серпентинізації; в найменш змінених відмінах лерцоліти містять

певну кількість шпінелі, а серед піроксенітів наявні орто- та клінопіроксеніти.

Формації цього типу поширені на всіх докембрійських щитах, де зазвичай утворюють пояси невеликих, переважно шароподібних тіл серед грануліто-гнейсових, рідше амфіболіто-гнейсових метаморфічних товщ (новопавлівський комплекс Українського щита, тіла Західного Біломор'я Балтійського щита, девочандинський комплекс правого берега р. Вітім Алданського щита та ін.).

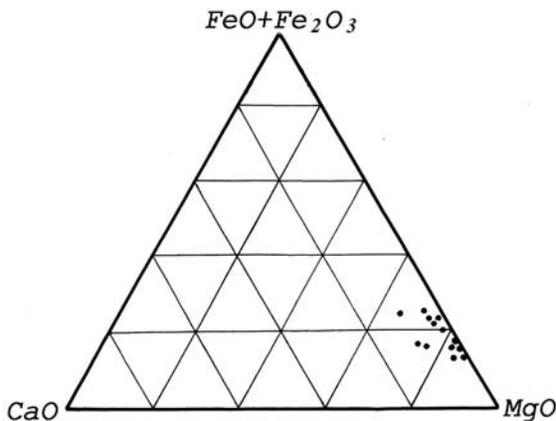


Рис. 4.18. Положення фігуративних точок складу порід дуніт-гарцбургітових масивів на діаграмі “залізо-магній-кальцій”

Характерним прикладом може слугувати архейський девочандинський комплекс, який утворює субмеридіональний пояс шароподібних тіл серед метаморфічних кристалічних сланців та гнейсів. Довжина поясу перевищує 100 км, довжина окремих тіл сягає 4,5 км при потужності до перших сотень метрів. Уздовж простягання поясу в південному напрямі відбувається зміна тіл лерцоліт-гарцбургітового складу тілами лерцолітів, серед яких у підпорядкованій кількості містяться гарцбургіти та вебстерити (піроксеніти). Деякі тіла складені горнблендитами. В одному випадку трапилися дуніти, перетнуті жилою лерцолітів. Далі на південь піроксеніти стають провідною відміною, а перидотити трапляються лише у незначних кількостях. У приконтаткових частинах тіл вони часом змінюються меланократовим габро. З тілами гіпербазитів і піроксенітів постійно асоціюють накладені на них жильні та лінзоподібні тіла серпентинітів і кальцифірів, які іноді повністю заміщують магматичні породи. Узагальнено схему послідовності формування порід: дуніти → гарцбургіти + лерцоліти → піроксеніти + габро → горнблендитами → серпентиніти → кальцифіри → тальк- і флогопітвмісні породи. Характерна петрографічна особливість лерцолітів – широкий розвиток у найменше змінених відмінах світло-голубої шпінелі, яка утворює самостійні зерна у породі. У змінених лерцолітах шпінель зелена, має поступові переходи до хроміту й утворює облямівки навколо олівину. У найбільш змінених відмінах шпінель зникає. У південній частині поясу виявлено серію невеликих (перші квадратні кілометри до перших десятків квадратних кілометрів) масивів, складених піроксенітами (вебстеритами, діопсидовими піроксенітами) та габроноритами.

У найбільшому з масивів (так званому Бахтарнакському) у підпорядкованій кількості наявні дуніти, гарцбургіти, лейкократові амфіболові габро до андезинітів і пегматоїдні габро до пегматитів. Петрографічні відміни тут утворюють шари та смуги потужністю до 30 м. Переходи між ними поступові, але у приконтаткових частинах масиву спостерігаються брекчієподібні породи, складені вуглуватими ділянками піроксенітів, зцементованих лейкократовими габро до андезинітів.

Подібні масиви в асоціації з піроксеніт-перидотитовими тілами відомі і в інших регіонах. Зокрема, в Єнісейському кряжі відомий Зимовейнинський масив, дуже подібний до Бахтарнакського. Він також складений піроксенітами та габроноритами; особливо показовою є наявність у ньому смуг пегматоїдних габро, що ідентичні до розвинутих у Бахтарнакському масиві⁷⁴. Ймовірно, до цієї ж групи належить комплекс лерцолітів і олівінових габроноритів Балтійського щита, відомий у літературі під назвою

⁷⁴ Жили габро-пегматитів нерідко трапляються у різних габроїдних масивах, але шари пегматоїдних габро є рідкістю.

комплексу друзитів⁷⁵. Особливо цікавим представником формацій цього типу є Желтулінський масив центральної частини Алданського щита. Він має потужність близько 10 м при довжині близько 1 км і складений гранат-шпінелевими лерцолітами та олівін-шпінелевими породами, які містять до 30% шпінелі.

Подекуди (західна частина Середземноморсько-Гімалайського поясу) тіла піроксеніт-лерцолітового складу трапляються серед офіолітових асоціацій, де вони ніби замінюють по латералі дуніт-гарцбургітові масиви. Вміст рідкісноземельних елементів у них дещо нижчий порівняно з хондритовим (див. рис. 3.5.1). На діаграмі Л.С. Бородіна (див. рис. 4.3) тренди піроксеніт-перидотитових формацій злегка відхиляються вліво від вертикальної лінії. Все це дає змогу припускати, що піроксеніт-перидотитові формації належать до групи реститових, але відображають менший ступінь збіднення мантійного субстрату легкоплавкими компонентами порівняно з дуніт-гарцбургітовими.

На діаграмі “залізо–магній–кальцій” (рис. 4.19) точки складу порід піроксеніт-перидотитових формацій утворюють короткі тренди, які простягаються від складу магнезійного олівіну до складу діопсиду або малозалізистого авгіту.

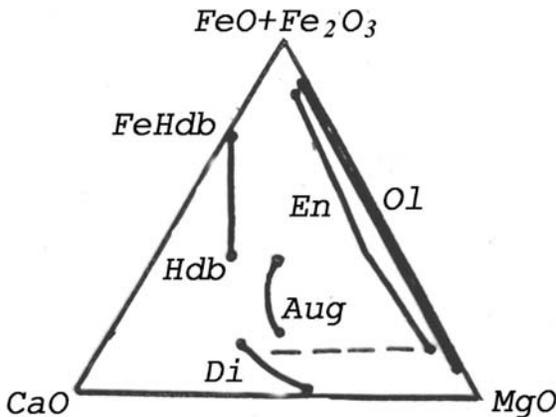


Рис. 4.19. Тренд піроксеніт-перидотитових формацій на діаграмі “залізо–магній–кальцій”

Для цих формацій характерна найнижча й водночас стала відносна кількість заліза при змінних кількісних співвідношеннях магнію та кальцію, що відрізняє їх від усіх інших формацій основного – ультраосновного складу (за винятком кімберлітових).

Усі дослідники зазначають, що породи, які відповідають за складом недеплетованій мантії, спостерігати на земній поверхні неможливо. Однак можна говорити про породні сполучення, які наближаються до складу мантійної речовини. Вище згадувалося, що серед похідних ор-

⁷⁵ Назва походить від друзитової мікроструктури порід, зумовленої широким розвитком облямівок більш пізніх мінералів (гранату, рогової обманки та інших) навколо більш ранніх олівіну, плагіоклазу.

томагматичних розплавів за вмістом рідкісноземельних елементів такими є коматітові формації. Серед реститових формацій за вмістом рідкісних земель найбільше наближаються до вихідного складу мантійного субстрату піроксеніт-перидотитові формації. На діаграмі Л.С. Бородіна перші утворюють субвертикальні тренди з нахилом вправо, а другі – з нахилом вліво (див. рис.4.3). Отже, на діаграмі Л.С. Бородіна можна провести вертикальну лінію, яка поділяє поля ортомагматичних і реститових формацій. За даними цього дослідника, тренди проаналізованих ним фанерозойських вулканічних серій перетинаються в певній точці (точка Р на рис. 4.10), яка відповідає складу вихідного для цих серій мантійного субстрату. Ранньодокембрійські реститові та ортомагматичні формації перетинаються в точці М на тій самій діаграмі. Відповідно, можна припускати, що ця точка відповідає складу мантійного субстрату у ранньому докембрії і співвідношення хімічних елементів найбільше відповідають складу недеплетованої мантії.

У межах групи реститових формацій складу вихідної мантійної речовини найбільше повинні відповідати ті формації, які найменше збагачені магнієм (і, відповідно, олівіном), натомість серед ортомагматичних – найбільше збагачені цим елементом (та олівіном)⁷⁶. Тому найближчими за складом до мантії повинні бути найкисліші представники реститової групи – габронорит-піроксенітові масиви подібні до Бахтарнакського чи Зимовейнинського⁷⁷, а серед ортомагматичних – найбільш основні представники клінопіроксенітового ряду, тобто дуніт-верлітові формації.

Група формацій – похідних збагаченої мантії⁷⁸

До цієї групи належать ультраосновні формації підвищеної лужності. На відміну від реститових ультраосновних формацій вони містять підвищену, порівняно з хондритами, кількість розсіяних когерентних і некогерентних елементів, через що усі дослідники вважають ці формації похідними збагаченої (ймовірно, завдяки глибинному метасоматозу) мантії. За характером провідних мінеральних парагенезисів формації цієї групи можна поділити на мелілітовмісні, фельдшпатоїдні та сублужні, в яких єдиним мінералом, що відображає підвищену лужність, є флогопіт.

Мелілітовмісні формації за складом можна поділити на формації натрієвої (з нефеліном) і калієвої (з лейцитом) ліній. Формації натрієвої

⁷⁶ Обґрунтування цього положення див. у розділі “Зародження магматичних розплавів”.

⁷⁷ Крім піролітової моделі мантії А. Рінгвуда, відома так звана гіполітова модель, згідно з якою мантія відповідає суміші однієї частини граніту, двох базальту та трьох ультрабазиту [С. М. Бескин, 1979]. Імовірно, така модель може ліпше пояснити виникнення габронорит-піроксенітових реститових масивів.

⁷⁸ Розділ написаний за матеріалами “Магматические горные породы. Щелочные породы”, 1984. В. Г. Лазаренков (1988); А.О. Фролов, А.В. Лапін, О. В. Толстов (2005).

лінії можуть бути плутонічними та вулканічними, для калієвих відомі лише вулканічні представники. Усі ці формації складені доволі строкатим переліком порід, головні представники та мінеральні парагенезиси яких наведені у табл. 4 10.

Таблиця 4.10

Провідні мінеральні парагенезиси в породах мелілітовмісних лужно-ультраосновних формацій

Формації натрієвої лінії (лужно-ультраосновні масиви з карбонатитами, мелілітит-нефелінітові вулканічні товщі)	Формації калієвої лінії (вулканічні товщі)
Ol (олівініти)	Ol + Cpx + Phl (слюдяні перидотити) Ol + Cpx + Phl + Lc (лейцитові пікрити)
Cpx (піроксеніти)	Cpx + Phl (слюдяні піроксеніти)
Ol + Mel (кюддити)	Ol + Mel + Lc (катунгіти)
Mel + Cpx (ункомпагарити)	Mel + Cpx + Lc (К мелілітити)
Mel + Cpx + Ne (туряїти)	
Cpx + Ne (мельтейгіти, йюліти)	Cpx + Lc (меланолейцитити)
Cpx + Ne + Fsp (нефеленові сіеніти) Cpx + Fsp (лужні сіеніти)	Cpx + Fsp (трахіти)

Найвідомішими представниками мелілітовмісних формацій натрієвої лінії є так звані *центральні плутонічні масиви лужних і ультраосновних порід з карбонатитами* (за Ю.А. Кузнецовим). В найбільш типовому вигляді такі масиви становлять тіла циліндричної, рідше лійкоподібної форми з концентрично зональною внутрішньою будовою. Їхні центральні частини складені олівінітами та дунітами, які замінюються в напрямі до зовнішніх частин верлітами та клінопіроксенітами. Переходи від дунітів до клінопіроксенітів поступові. Співвідношення олівінітів і дунітів остаточно не вивчені, складається враження, що в багатьох випадках свіжі грубокристалічні (до гігантозернистих) олівініти виникали завдяки перекристалізації (олівінізації) серпентинізованих дунітів, які зберігаються серед олівінітів у вигляді окремих блоків з нечіткими обмеженнями. Клінопіроксеніти, крім зовнішніх зон масивів, звичайно утворюють численні дайкові тіла. Якщо такі тіла розташовані всередині масиву, то вони мають дугоподібну форму й похило занурюються до його центру. За межами масивів серед вмісних порід дайки орієнтовані радіально, а самі вмісні породи змінюють елементи залягання, нерідко шари осадових порід поставлені вертикально. Всі ці особливості свідчать про те, що утворення масивів відбувалося шляхом активного механічного вкорінення, яке супроводжувалось підняттям і розсуванням вмісних порід.

Ультраосновні породи нормальної лужності утворюють „ядра” масивів, навколо яких розташовані зони мелітолітів, які виникли пізніше і проривають олівініти та верліти. Такі зони можуть бути повними, тобто у вигляді кільця навколо „ядра”, або неповними – серпоподібної форми. У наступну фазу інтрузивної діяльності виникали породи якупірангіт-уртитової серії, які утворюють наступне кільце навколо мелітолітів. Для них дуже характерна смугастість (тобто початкова псевдостратифікація), яка підкреслює загальну концентричну форму тіл. Крім зовнішньої зони, породи якупірангіт-уртитової серії утворюють численні дайки та штоки серед вмисних порід і серед порід ультраосновного „ядра” масивів. В ультраосновних ядрах масивів під дією якупірангіт-уртитів відбуваються активні мінеральні перетворення – розвиваються піроксен, нефелін, флогопіт. Формування масивів закінчується утворенням штоко- та дайкоподібних тіл карбонатитів. Частина з них виникла на постмагматичній стадії, але тут існують і безумовно магматичні карбонатити. Доказом цього є існування ефузивних карбонатитів, які можуть утворювати лавові потоки, вулканічні конуси, трубки вибуху і, навіть, вулканічний попіл. У лужно-ультраосновних комплексах переважають інтрузивні карбонатити. В їхніх тілах спостерігаються смугасті текстури, в ендоконтактних частинах тіл відбуваються приконтаткові зміни, які виражаються у збагаченні карбонатитів олівіном, піроксеном, флогопітом. В екзоконтактах карбонатитових тіл вмисні породи, оскільки ультраосновні підлягають активним змінам, зокрема тут розвивається нефелін.

Розміри лужно-ультраосновних масивів коливаються від сотень квадратних метрів до перших десятків квадратних кілометрів. Кількісні співвідношення „ядер”, складених ультрабазитами нормальної лужності, та зон лужних ультрабазитів, що їх оточують, можуть бути різноманітними – від різкої переваги ультрабазитів нормальної лужності над лужними ультрабазитами, до переваги лужних ультрабазитів над ультрабазитами нормальної лужності. За геофізичними даними такі масиви без суттєвих змін простежуються на глибину до 10 км. Концентрично-зональна будова добре виражена лише у великих масивах. Зі зменшенням їхніх розмірів вона погіршується і в багатьох випадках взагалі немає. За даними радіологічних досліджень, формування ультрабазитів нормального й лужного рядів відбувалось з розривом у часі, позаяк величина цього розриву може наближатись до 1 млрд років. Тому деякі дослідники вважають, що такі масиви виникають внаслідок ніби „штучного” поєднання в просторі двох цілком незалежних серій магматичних порід. Водночас цьому суперечать чіткі закономірності в зміні складу порід від центру до периферії, які легше пояснити тим, що всі ці породи виникли під час єдиного процесу магомутворення. Поки що це питання залишається відкритим.

Вперше лужно-ультраосновні масиви були знайдені в Бразилії по річці Якупіранга, звідки пішла назва „якупірангіт”. В межах Східноєвропейської платформи найбільша кількість лужно-ультраосновних масивів відома на

Балтійському щиті⁷⁹. Крім цікавих петрографічних особливостей, лужно-ультраосновні масиви завжди привертали увагу дослідників тим, що з ними пов'язані різноманітні корисні копалини. Дуніти супроводжуються хромітовими: олівініти – титаномагнетитовими, карбонати – флогопітовими, апатитовими, флюоритовими, мідними рудами і, що особливо важливо, значними родовищами танталу, ніобію та рідкісних земель.

Серед представників лужно-ультраосновних з карбонатитами формацій можна виділити щонайменше два формаційні типи. До першого з них належать тіла, в будові яких кількісно переважають більш меланократові породи – олівініти, піроксеніти, меланократові фойдоліти (якупірангіти, мельтейгіти). Сієніти, які завершують утворення формацій, найчастіше представлені у формі дайок; карбонатити утворюють невеликі штоки та штокверки. Представниками формацій цього типу є Кугда, Одіхінча на Сибірській платформі, Ковдорський на Балтійському щиті та ін.

До другого типу належать масиви, в будові яких переважають крайні члени того самого ряду диференціатів – йюліти, уртити (тобто, фойдоліти, в яких нефелін переважає над піроксеном), сієніти, карбонатит (у деяких випадках карбонатити займають понад 75% площі масивів). Трапляються піроксеніти, але олівінітів немає. Такі тіла мають переважно лінзоподібну або неправильну форму. Характерними представниками цього типу є масиви Східного Саяну та Чернігівський масив східної частини Українського щита.

За [С. Г. Кривдик, В. І. Ткачук, 1990], Чернігівський масив утворений серією лінійно-витягнутих, дайкоподібних тіл, складених: а) егірін-діопсидовими, егірін-салітовими піроксенітами; б) йюліт-мельтейгітами; в) нефеліновими біотит-альбітовими сієнітами; г) лужними сієнітами з егірином, рідше амфіболом і кварцом; д) карбонатитами, серед яких можна виділити низку відмін – кальцитові з піроксеном, біотитом, амфіболом (сьовіти), кальцитові з флогопітом, олівіном, егірином та амфіболом (альвікіти), доломітові та кальцит-доломітові з олівіном і флогопітом (бефорсити).

Вікова послідовність перелічених відмін остаточно не з'ясована (виявлено, що піроксеніти найдавніші, а карбонатити наймолодші члени асоціації), але, ймовірно, відповідає послідовності, в якій вони наведені. Карбонатити, на думку С.Г. Кривдика, є магматичними утвореннями, які вкорінювалися у переліченій послідовності (найпізнішими є флогопіт-олівін-кальцитові породи брекчієподібної будови, які автори назвали кімберлітовими карбонатитами). Інші дослідники вважають, що карбонатити мають метасоматичну природу.

⁷⁹ Зокрема, на Балтійському щиті є масив, який називається Африканда. Академік Ферсман у своїх спогадах описав, як він з групою інших геологів вперше виявили такі масиви і спеціально зібралися, щоб придумати їм назви. Пригадали, що подібні масиви відомі в Південній Африці, оскільки Кольський півострів далеко не Африка, то вирішили назвати один з масивів Африканда.

Найбільш поширені лужні сієніти групи "г" та карбонатити. Обидві групи порід утворюють тіла потужністю до 100 м. Вкорінення Чернігівського масиву супроводжувалось потужними проявами лужного метасоматозу (фенітизації) вмісних порід, склад яких усе більше наближався до сієнітового. Врешті виникали феніти – породи, дуже подібні за складом і зовнішнім виглядом до жильних сієнітів, що супроводжують масив.

З огляду на те, що масиви обох типів складені однаковим переліком диференціатів, можна вважати, що вони належать до одного ізоморфного формаційного ряду, в межах якого можуть бути виділені формації, проміжні за своїми характеристиками між двома розглянутими типами. Представником вулканічних мелілітовмісних формацій натрієвої лінії є так звана ариджанська *світа мелілітитів та нефелінітів* Маймеча-Котуйської провінції на півночі Сибірської платформи.

Мелілітовмісні формації калієвої лінії відомі лише у вулканічній формі. Їхнім характерним представником є вулканічна серія Танганьїки, розповсюджена у зоні західної гілки Східноафриканської рифтової системи [Магматические горные породы. Щелочные породы, 1984. С. 186]. Перелік порід, що її утворюють, подано у табл. 4.10.

Найвідомішими представниками *фельдшпатюїдних лужно-ультраосновних формацій* є *лампроїтові*. Головні породні відміни, які становлять ці формації, наведено в табл. 4.11.

Таблиця 4.11

Петрографічні відміни у складі лампроїтових формацій

Мінеральні парагенезиси	Назви порід
Олівін + діопсид + флогопіт	Лампроїт
Олівін + діопсид + лейцит + флогопіт	Флогопітовий мелалейцитит
Діопсид + лейцит + флогопіт + амфібол	Волжидит
Діопсид + лейцит + флогопіт	Вайомінгіт
Діопсид + лейцит	Седресит
Лейцит + флогопіт	Фіцроїт

Як видно з табл. 4.11, головними породотвірними мінералами лампроїтових формацій є олівін, флогопіт, лейцит, діопсид (у підпорядкованій кількості можуть бути наявні калієвий польовий шпат, лужний амфібол – рихтерит і ромбічний піроксен).

Кількість флогопіту у всіх відмінах становить 10...35%, кількість кожного з інших перелічених вище мінералів коливається від 0% до 35...40% у відмінах, де він стає провідним (наприклад, у діопсид-лейцитових відмінах кількість діопсиду 10...30%, у флогопіт-лейцитових діопсиду взагалі немає, а кількість лейциту може сягати 55%). Кількість кремнезему відповідно до мінерального складу коливається від 37% (в олівін-флогопітових відмінах) до 53,5% (у флогопіт-лейцитових відмінах).

Для формації характерний високий вміст калію та різка перевага його над натрієм, коли низький вміст кальцію та глинозему. Саме низька кількість двох останніх компонентів зумовлює відсутність у цих породах плагіоклазу. Кількість кремнезему в породах коливається від 39 до 54%, тобто лампроїтові формації відповідають серії порід від ультраосновних до середніх. Ці породи можуть утворювати невеликі ефузивні виливи, дайки, шароподібні інтрузивні тіла, а також трубки вибуху, з якими й пов'язані алмази. Більшість таких трубок мають складну будову, в якій беруть участь лави, субвулканічні тіла та туфи. Розміри та кількість тіл незначні, проте з погляду можливої алмазозносності лампроїти не поступаються кімберлітам. Потужність дайок сягає 10 м, відомі розшаровані сили складені в нижній частині ультраосновними, а у верхній – флогопіт-польовошпат-лейцитовими породами з олівіном (польовий шпат представлений калієвим польовим шпатом).

Одним із найбільших родовищ алмазів у світі є лампроїтова трубка вибуху Аргайл у Австралії. Більшість таких трубок мають складну будову, в якій беруть участь лави з брекчієвими, смугастими, пухирчастими текстурами, субвулканічні тіла та туфи, оскільки саме туфи виявляються найпродуктивнішими на алмази. З цього випливає, що значна частина алмазів під час вибуху повинна була розсіятись за межами трубки. Наприклад, в Австралії поблизу трубки Аргайл розташоване ще алювіальне родовище алмазів. Родовище відкрили 1979 р., воно є унікальним ще й тому, що тут просторово суміщені в одному районі тіла кімберлітів і лампроїтів.

Для лампроїтів характерний високий вміст лугів та інших несумісних елементів, високе відношення калію до натрію ($K_2O/Na_2O > 3$), високе значення відношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,7125 до 0,7215 [Ч. Хьюджес. – С. 136]. За співвідношеннями ізотопів неодиму та стронцію лампроїти відповідають похідним збагаченої несумісними елементами мантії [Магматические горные породы. Ультраосновные, 1988. – С. 222).

Представниками лужно-ультраосновних фельдшпатоїдних формацій натрієвої лінії є, ймовірно, *нефелінітові формації* Південної Африки – східноугандійська та західнокенійська вулканічні серії, складені нефелінітами (80...90%), фонолітами та карбонатитами (В. Г. Лазаренков, 1988).

Представниками **сублужних ультраосновних формацій** є *кімберлітові*. Активні пошуки алмазів і пов'язане з ними детальне вивчення потенційно алмазовмісних порід у всьому світі призвели до виділення цілої низки відмін кімберлітів і споріднених з ними порід. За кількісними співвідношеннями мінералів виділяють – слюдяні, базальтоїдні та кальцитові кімберліти. Слюдяні містять до 50% флогопіту, їх ще називають лампрофіровими. Базальтоїдними називають відміни з незначною кількістю флогопіту. Ця назва умовна, оскільки ці породи не містять плагіоклазу, а за хімічним складом близькі до лужних пікритів. Деякі відміни містять до 30% первин-

номагматичного кальциту. Їх називають кальцитовими або карбонатитовими. За іншими схемами виділяють кімберліти 1-го (бідні на слюду або власне кімберліти) та 2-го (слюдяні кімберліти або оранжеїти) типів. До яких подібні за складом флогопіт-піроксенові пікрити (альпикрити, флогопітові пікрити), які у разі появи меліліту переходять в альнеїти [А.О. Фролов, А.В. Лапін, О. В. Толстов, 2005.]. З кімберлітами постійно асоціюють власне карбонатити та часом мелілітовмісні ефузиви.

Кімберліти утворюють трубки (так звані діатреми), дайки вибуху. Верхні частини тіл складені кімберлітовими брекчіями, туфами, туфобрекчіями. Униз за розрізом порфірові кімберліти набувають субвулканічного та гіпабісального вигляду (тобто, в них збільшуються розміри зерен). Діаметр сягає 1000 м і більше, але переважно становить близько 0,5 км. З глибиною трубки звужуються й поступово переходять у дайкоподібні тіла. Відомі також самостійні дайки кімберлітів і сили потужністю до 60 м.

Найвідоміше в світі тіло кімберлітів є в Танзанії. Воно має діаметр понад 1,5 км і його розглядають як вулканічний апарат, в якому збереглась кальдера, виповнена кімберлітовими туфами та осадовими породами. У виняткових випадках (в Танзанії та Сибіру) знаходять лавові потоки (потужністю до 18 м), складені породами, дуже подібними до кімберлітів. Оскільки кімберліти завжди змінені, дослідники навіть не можуть впевнено сказати, чи ці лави справді відповідають кімберлітам. Враховуючи те, що буфи й ефузиви кімберлітового складу трапляються доволі рідко, дослідники тепер заперечують сам механізм утворення трубок шляхом вибуху. Особливості структури порід свідчать про значну насиченість їх леткими компонентами і це дає змогу припускати, що кімберліти піднімалися до поверхні у вигляді не магматичного розплаву, а суміші, в якій тверді компоненти переважали. Ця суміш повинна була складатися з твердих включень, уламків і ксенокристалів, які вміщують глибинні породи, певної частини розплаву та флюїдів, тобто газів. Таку суміш ще називають флюїдно-твердою. Кристалізація розплавленої частини цієї суміші неодноразово порушувалася експлозіями-вибухами, пов'язаними з відділенням флюїдної складової зі зниженням тиску у разі піднімання цієї суміші до поверхні. Припускають, що на певній глибині флюїди відділялися від суміші, що підіймалася, і „просвердлювали” в осадових породах вертикальну діру, яка пізніше заповнювалася розплавом і уламками. Інтенсивна зміненість кімберлітів є прямим наслідком насиченості їх леткими компонентами. У свіжому вигляді кімберліти взагалі не трапляються. Якщо кімберліт містить понад 10% не заміщеного олівіну, то його вже вважають свіжим.

Найпізнішим процесом у разі утворення кімберлітових тіл є карбонатація. Часом кальцит повністю заміщує інші мінерали й виникають вторинні карбонатні породи, які до того ж супроводжуються комплексом акцесорних мінералів, подібним до мінералів у карбонатитах. Оскільки алмази трапляються далеко не у всіх подібних тілах, то актуальності набула проблема визначення належності подібних між собою (конвергентних) порід до різних

формацій і петрогеохімічних критеріїв розмежування їх. Серед запропонованих різними дослідниками ознак дуже наочним виявилось зіставлення кімберлітових і лампроїтових формацій на діаграмі „залізо-магній-кальцій” (рис. 4.20). На цій діаграмі різні кімберлітові формації утворюють низку трендів, паралельних до сторони трикутника „магній-кальцій”. Тобто, за приблизної постійної кількості заліза в породах варіації їхнього складу визначаються співвідношеннями магнію та кальцію; зокрема, з підвищенням кількості кальцію виникають кальцитові кімберліти, які наближаються за складом до карбонатитів [Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография, 1983. – Т.1. – С. 96]. Водночас всі дослідники наголошують, що формування кімберлітів відбувалося в умовах високого вмісту вуглекислоти, що й зумовило появу карбонатитів. Різні конкретні формації різняться між собою за кількістю заліза. Найвищу кількість заліза містять альпїкрити. Найнижчу – формації малослюдяних алмазоносних кімберлітів. Хоча лампроїти і вважають спорідненими з кімберлітами, але на згаданій діаграмі вони утворюють принципово інший тренд, паралельний до сторони трикутника „магній-залізо”. Алмазоносними серед лампроїтів виявляються лише найбільш високомагнезійні їхні відміни, тобто, як видно з рисунка, такі, склад яких найбільше наближається до кімберлітів.

Кімберлітові розплави виникають на глибинах понад 200 км, їх вважають найбільш глибинними з усіх магматичних утворень. Найдавніші кімберліти відомі в Африці, їхній вік становить 1,63...1,67 млрд років [Магматические горные породы. Ультраосновные породы, 1988], однак переважають тіла пізньокрейдяного віку, натомість у Сибіру такі самі утворення мають триасовий вік.

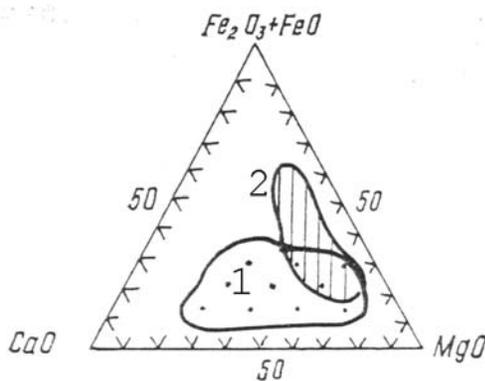


Рис. 4.20. Поля складу кімберлітів (1) і лампроїтів (2) на діаграмі „залізо-магній-кальцій” [В.П. Филоненко, Ю. В. Гейко, М. П. Орлова та ін., 1993]

Характерною геохімічною особливістю усіх кімберлітів є збагаченість несумісними розсіяними елементами, в тім числі легкими рідкісноземельними, та дуже високі (порівняно з формаціями основного – ультраосновного складу), значення відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ від 0,710 до 0,721. На підставі досліджень співвідношень ізотопів стронцію та неодиму дослідники дійшли висновку, що кімберліти виплавлялись з мантійного джерела, збагаченого несумісними елементами. Цікаво, хоча вік утворення кімберлітів на різних платформах різний, вік збагачен-

ня мантійного джерела у визначених випадках відповідає докембрію. Отож, інтервал між збагаченням мантійної речовини та віком виплавлення з неї кімберлітового розплаву може сягати 1 млрд років [Магматические горные породы. Ультраосновные породы, 1988. – С. 208].

4.5.5.2. Родина мафічно-салічних формацій. Згідно з [Магматические формации СССР, 1979], до мафічно-салічних належать формації, складені наборами порід від основних до кислих, серед яких кількісно переважають породи середнього та помірно кислого (тобто до 68% кремнезему) складу. У межах родини можна виділити щонайменше три різні групи: формації, складені породами нормального та сублужного рядів; формації середньої лужності; формації високої лужності.

Група формацій нормального та сублужного складу охоплює плутонічні (тоналіт-плагіограніт-гранодіоритову, діорит-гранодіоритову, монцоніт-сієнітову) та вулканічні (андезитову, трахіандезитову) формації. Формації подібні між собою за мінерало-петрографічним складом і у багатьох випадках для них доведена взаємозаміна по латералі у межах тих самих тектонічних структур. На підставі цього їх зачисляють до одного *ізоморфного діорит-сієнітового ряду*. Відміни формацій цього ряду відомі в літературі також під назвами базальт-андезит-ріолітової та андезит-дацит-ріолітової, габро-гранодіорит-гранітової, монцоніт-гранодіорит-сієнітової, габро-гранітової формацій, тоналіт-гранодіорит-граносієнітової асоціації [Магматические горные породы. Кислые и средние породы, 1987].

Андезитові формації складені товщами лав і пірокластичних порід (туфів, вулканічних брекчій) потужністю до кількох кілометрів, які виникали переважно завдяки утворенням стратовулканів у зонах стиснення континентальних тектонічних структур (на активних окраїнах континентів, на орогенних стадіях розвитку складчастих поясів). У їхньому складі понад 50% належать піроксеновим, двопіроксеновим, піроксен-роговообманковим андезитам, склад другорядних відмін – від базальтів до ріолітів.

Вулканіти формувались у прибережно-морських умовах, у мілководних лагуно-континентальних басейнах, в умовах суходолу. Для них характерне строкате забарвлення та певна кількість асоціюючих осадових порід. *Трахіандезитові формації* можна вважати гомологами андезитових. Вони відрізняються підвищеною лужністю й складені трахібазальтами, трахіандезитами, латитами, кварцовими латитами, трахідацитами, трахіріолітами. Кількісно переважають амфіболові трахіандезити. У деяких випадках серед вкраплеників трапляються клінопіроксен, біотит. Олівін і ортопіроксен для цієї формації не характерні.

Плутонічні формації кожного з перелічених вище типів можуть охоплювати габро та габродіорити (часом навіть піроксеніти), діорити, кварцові

діорити, монцоніти, кварцові монцоніти, кварцові сієніти, гранодіорити, граносієніти, граніти та лейкограніти. Провідним фемічним мінералом є рогова обманка. У кислих відмінах до неї може додаватись біотит. Породи переважно мають порфіроподібні структури, які у приконтартових зонах можуть переходити в порфірові, подібні до структур вулканічних порід. Вкрапленики можуть бути складені роговою обманкою, зональним плагіоклазом від № 60 до 10, калієвим польовим шпатом. Петрографічні дослідження засвідчують нестабільність кількісних співвідношень мінералів, постійно спостерігаються шлірові та автолітові скупчення темнобарвних мінералів, релікти клінопіроксену у великих порфіробластах рогової обманки ситоподібної будови. Зрідка трапляються масиви, в яких головним фемічним мінералом є клінопіроксен, і ще рідше – ортопіроксен. Олівіну в масивах мафічно-салічної групи немає. Розміри тіл коливаються від перших квадратних кілометрів до тисяч квадратних кілометрів. Форма тіл може бути дуже різною – штоки, силоподібні та плитоподібні тіла, лаколіти, батоліти, кільцеві та радіальні дайки. Такі масиви зазвичай оточені групами невеликих штоків; у гірських районах з великою глибиною ерозійного зрізу можна спостерігати, як такі тіла з'єднуються на глибині з головним масивом і, фактично, є не самостійними штоками, а апофізами (відгалуженнями) масиву. Внутрішня будова плутонічних масивів складна зональна – в перетині тіл від центру до контакту однакові чи подібні між собою петрографічні відміни можуть повторюватись кілька разів.

Якщо у більшості усіх інших плутонічних формацій головні члени формувались протягом однієї вікової генерації й пов'язані між собою поступовими переходами, то у мафічно-салічних середні та кислі члени найчастіше формувались у різні вікові генерації, тобто розділені між собою активними контактами. Деякі формації складаються з тіл, що формувались протягом п'яти послідовних вікових генерацій. Їхнє утворення переважно завершувалося вкоріненням жильних серій аплітів і лампрофірів, хоча кількість дайок досить невелика. У багатьох випадках вулканічні та комагматичні їм плутонічні формації тісно пов'язані у просторі й утворюють спільні вулканоплутонічні асоціації.

Типовими представниками *тоналіт-плагіограніт-гранодіоритових формацій* вважають ранньопалеозойські масиви Алтає-Саянської складчастої області (мартайгінський, тануольський та інші комплекси). На початку формаційних досліджень Ю.А. Кузнецов виділив їх у формацію гранітоїдних батолітів строкатого складу. Вважають, що масиви цієї формації найбільші за розмірами і найбільш глибинні порівняно з масивами інших формаційних типів мафічно-салічних формацій. Порівняно з іншими в них найінтенсивніше виявилися процеси асиміляції вмисних порід та утворення гібридних петрографічних відмін. Особливо широко ці процеси проявлялись у приконтартових зонах масивів, потужність яких сягала перших кілометрів. У

цих зонах кількість ксенолітів може перевищувати 50% площі відслонень, форма ксенолітів може бути брилоподібною чи еліпсоїдальною, у магматичних породах поширені смугасті текстури, шліри, скупчення фемічних мінералів. Порооди ксенолітів у результаті метасоматичної перекристалізації наближаються до діоритів чи гранодіоритів. Контакти між магматичними та вмисними породами можуть бути різкими чи поступовими. Намагаючись пояснити ці особливості, Ю.А. Кузнецов (1964) припустив, що такі масиви виникли у результаті так званого магматичного заміщення, тобто є неінтродукованими.

Гіпотеза магматичного заміщення, розроблена Д.С. Коржинським та іншими дослідниками, припускає, що під впливом розчинів глибинного походження, які несуть тепло та характерні для гранітоїдів компоненти, хімічний склад вихідних порід земної кори поступово наближається до гранітоїдного у твердому стані; на певній стадії процес перекристалізації переходить у плавлення. Магматичні розплави, які виникають так, можуть застигати без подальшого переміщення. Магматичні тіла міститимуть підвищену кількість включень вмисних порід, а їхній склад буде зберігати особливості складу вихідних порід, завдяки яким вони утворилися.

Варто зазначити, що тоналіт-плагіограніт-гранодіоритові формації за складом виявляються досить подібними до вапнисто-лужних базальт-андезитових і питання межі між групами вапнисто-лужних та мафічно-салічних формацій залишається нез'ясованим.

У межах Східної Азії поширені палеозойські та мезозойські масиви (конкретні формації) *діорит-гранодіоритового* та *монцоніт-сієнітового* складу, пов'язані з процесами так званої автономної активізації. Завдяки добрій відслоненості цього регіону чітко усталюється здатність масивів обох типів взаємозамінюватись – у східному напрямі в них поступово збільшується кількість сублужних петрографічних відмін і діорит-гранодіоритові масиви “по латералі” замінюються на монцоніт-сієнітові (див. зміну складу масивів у східному напрямі в табл. 4.5).

У межах фундаменту докембрійських платформ і складчастих областей мафічно-салічні формації утворюють вулканоплутонічні пояси, пов'язані з розломами, які розділяють геоблоки з різною історією розвитку. Одним з добре вивчених прикладів є Волино – Поліський пояс (базальти, андезити, трахіандезити, ріоліти, діорити, монцоніти, гранодіорити тощо), який розділяє структури Українського щита та Білоруського кристалічного масиву. Пояс обмежений двома регіональними розломами північно – східного напрямку й простягається на відстань не менше 800 км. У межах поясу магматичні утворення асоціації займають близько 70% всієї площі. Від поясу в різних напрямках вздовж систем розломів відгалужуються ланцюжки плутонічних масивів, складених тими самими породами. Довжина кожного з таких ланцюжків близько 100 км.

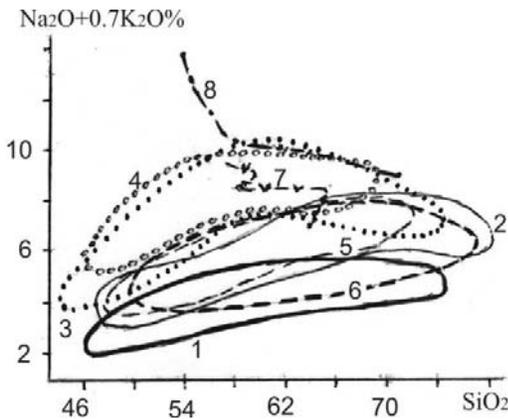


Рис. 4.21. Поля складу та тренди мафічно-салічних формацій.

Поля складу: 1 – базальт-андезитових; 2 – андезитових; 3 – трахіандезитових; 4 – монцоніт-сієнітових; 5 – діорит-гранодіоритових; 6 – тоналіт-плагіограніт-гранодіоритових формацій [Магматические формации СССР, – Л., 1979 Т. 1]. Тренди високолуужних формацій: 7 – ханінського комплексу; 8 – синирського комплексу Східного Сибіру

До цієї ж групи, ймовірно, належать плутонічні алохтонні масиви різного віку, складені ортопіроксеновмісними гранітоїдами (*ортопіроксено-гранітоїдна формація*). Вони трапляються рідко, найліпше досліджені їхні докембрійські представники, відомі у літературі під назвою інтрузивних чарнокітів. Їхніми типовими представниками є Букинський масив Волині та Новоукраїнський масив центральної частини Українського щита. Він складений тілами декількох вікових генерацій: невеликими тілами габроноритів і габромонцонітів, які переходять до контактів у монцоніти, діорити, кварцові монцоніти; тілами ортопіроксенових кварцових монцонітів сієнітів, граносієнітів до гранітів; піроксеновмісними та біотитовими гранітами [Петрологія, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита, 1990]. Будова масиву, враховуючи наявні дані, складна плямисто-зональна, кількісно переважають породи середнього та помірно кислого складу – зелено-сірі середньо- та грубозернисті кварцові монцоніти, граносієніти та піроксенові граніти. Їм відповідає провідний мінеральний парагенезис: плагіоклаз № 35–20 + калієвий польовий шпат + кварц + ортопіроксен + біотит. Належність біотитових гранітів до цієї формації однозначно не доведена. Вони належать до іншої формації, просторово суміщеної з ортопіроксеногранітоїдною.

Групу формацій середньої лужності представляють плутонічні формації, складені лужними та фельдшпатоїдними (нефеліновими) сієнітами, у яких сума лугів коливається в межах 9...14%⁸⁰. Головні особливості формацій середньої лужності такі. 1. У їхньому складі головну роль відіграють дві відміни (головні члени) – нефелінові та безнефелінові сієніти. Безне-

⁸⁰ Нагадаємо, що сумарна кількість лугів, яка відповідає межі між сублужними та лужними середніми породами, дещо змінюється залежно від кількості кремнезему, але загалом близька до 9%.

фелітові сієніти називають лужними, але за якісним мінеральним складом вони мало чим відрізняються від сієнітів попередньої групи. 2. Темнобарвні мінерали в сієнітах представлені амфіболом і біотитом. 3. Кількість лугів у цих формаціях близька до постійної незалежно від кількості кремнезему, або ж слабо зростає паралельно до зменшення їхньої кількості. 4. Кількість вікових генерацій у цих формаціях невелика (одна, дві).

Прикладом формацій цього типу є Вишневогорський та Ільменогорський масиви Уралу. Обидва масиви мають лінзоподібну у плані форму. Головну частину їхньої площі займають міаскіти – сієніти, складені нефеліном, калієвим польовим шпатом і біотитом. У напрямі до контактів у них у все більшій кількості з'являється плагіоклаз і породи переходять у плагіоклазові сієніти.

До цієї ж групи належить Дутдинський масив (35 кв км) Східної Туви. Масив утворився у дві послідовні генерації: 1 – амфібол-біотитові сієніти (плагіоклаз + калієвий польовий шпат); 2 – амфіболові та амфібол-біотитові фояїти (калієвий польовий шпат + нефелін). Масиви супроводжуються жильними серіями дрібнозернистих міаскітів, нефелінових, нефелін-содалітових сієнітів, лужних пегматитів та ін.

Специфічною особливістю середньо- та високолужних формацій є широко розвинуті прояви метасоматичних процесів, які передували вкоріненню лужних розплавів. Ці процеси зумовлені появою лужних розчинів, які зумовлюють десилікацію вмісних порід і наближення їх за складом до лужних сієнітів, часом нефелінових сієнітів. Такі процеси називають фенітизацією, а породи, які виникають – фенітами. Феніти часто набувають зовнішнього вигляду, подібного до сієнітів, і у багатьох випадках буває дуже непросто відрізнити метасоматити та інтрузивні сієніти.

Провідним мінералом у породах середньолужних формацій є мікроклінпертит, кількість якого коливається від 80% у сієнітах до 50% у фояїтах. До нього додаються, відповідно, плагіоклаз чи нефелін. Плагіоклаз у всіх випадках має кислий склад – альбіт-олігоклаз до альбіту. Серед фемічних мінералів головна роль належить амфіболу – гастінгситу та (або) біотиту, які можуть траплятись разом і окремо. Лужні піроксени мало характерні і спостерігаються головню поблизу контактів з вмісними породами та ксенолітами. Провідний мінеральний парагенезис у групі формацій середньої лужності: калієвий польовий шпат + плагіоклаз ± нефелін + (амфібол або біотит). Серед друкторядних мінералів часом може бути наявний кварц (у лужних сієнітах).

Процеси утворення формацій завершувалися активними проявами постмагматичного калієвого чи натрієвого метасоматозу. Від характеру постмагматичних процесів значною мірою залежить склад акцесорних мінералів. Якщо з мікроклінітами якоїсь мінералізації не помічено, то з натрієвими метасоматитами було пов'язано утворення низки мінералів – евідаліту, бритоліту, ториту, чевкініту та ін. [Магматические горные породы. Щелочные, 1984].

Група формацій високої лужності представлена формаціями, у складі яких переважають лужні та фельдшпатоїдні сієніти з сумарною кількістю лугів понад 14%. Обов'язковими ознаками цих формацій є наявність лужного піроксену та від'ємна кореляція суми лугів і кількості кремнезему (рис. 4.21). Більшість таких формацій виникла за кілька вікових генерацій (інтрузивних фаз), причому послідовність зміни складу інтрузивних тіл може мати гомодромний (зі збільшенням кількості кремнезему) та антидромний (зі зменшенням кількості кремнезему) характер.

Прикладом *формацій з гомодромною послідовністю* утворення слугують плутонічні масиви сієнітів Східного Сибіру, які утворюють субширотний пояс, що простягається від північного закінчення оз. Байкал на заході до басейну р. Учур на сході. У різних частинах цієї смуги вони відомі під назвами синирського, ханінського та алданського комплексів. У працях, присвячених формаційній належності, ці комплекси називають формацією лейцитифірів, нефелінових, псевдолейцитових і лужних сієнітів, за [Магматические формации СССР. – Л., 1979. – Т. 1], або формацією калієвих лужних і сублужних порід. Найтипівшим масивом цього типу є Сакунський. У межах цього масиву просторово суміщені тіла розглянутої вище монзоніт-сієнітової формації та формації калієвих лужних і сублужних порід. Утворення сублужної породи почалося з виливів лав лейцитових фолітів. Після цього відбулося вкорінення плутонічних тіл п'яти генерацій: 1) нефелінових сієнітів, святоносітів (гранат-біотит-егіринових сієнітів); 2) пуласкітів — егірин-авгітових сієнітів; 3) гедрумів — егіринових та егірин-авгітових порфіроподібних сієнітів, які містять до 95% різко видовжених вкрапленників калієвого польового шпату довжиною до 5 см; 4) граносієнітів; 5) сієніто-діоритів, діоритів, гранодіоритів.

Становлення формації закінчилось вкоріненням серії дайок лужного складу – сельвсбергітів, тінгуаїтів, грорудітів та проявами різноманітних метасоматичних процесів — альбітизації, мікроклінізації, лібенеритизації⁸¹, егіринізації. Кількісні співвідношення та будова плутонічних масивів суттєво змінюються в межах вищезгаданої смуги. Синирський масив, розташований у західній частині, має кільцеву будову, більша частина площі його зайнята нефеліновими та псевдолейцитовими сієнітами. У Сакунському масиві, локалізованому у центральній частині смуги, кількісно переважають лужні сієніти, а форма масиву видовжена уздовж розломів. Далі на схід серед тіл алданського комплексу поширені граносієніти, які утворюють невеликі штоки, хоча й тут трапляються масиви кільцевої будови (Якутський масив).

Приклади лужних комплексів із гомодромною послідовністю формування відомі в різних регіонах. Для них характерне утворення фельдшпатоїдних порід (з нефеліном, лейцитом) на початку і кварцовмісних порід

⁸¹ Лібенерит — безбарвна чи слабозабарвлена гідрослюда, яка заміщує нефелін.

(кварцових сієнітів, граносієнітів, сієніто-діоритів, монцонітів) наприкінці ряду диференціатів. Провідний мінеральний парагенезис: калієвий польовий шпат + плагіоклаз + егірін.

Найвідомішими представниками *високолужних формацій з антидромною послідовністю* утворення їхніх складових є Ловозерський (650 кв км) та Хібінський (> 1300 кв км) масиви Кольського півострова [Магматические формации СССР. – Л., 1979. – Т. 1], обидва масиви належать до формації феолітів, лужних трахітів, нефелінових (агпаїтових⁸²) сієнітів. Ці масиви здебільшого формувалися у декілька інтрузивних фаз, кількість кремнезему в яких послідовно зменшувалася. Провідним мінеральним парагенезисом є нефелін + калієвий польовий шпат + егірін + амфібол. Склад амфіболу може бути різним (арфведсоніт, гастингсит, катафорит). Порівняно з гомодромними формаціями тут інтенсивніше виявлені процеси фенітизації, через що серед дослідників виникають дискусії щодо інтрузивної чи метасоматичної природи найбільш ранніх утворень – умптектів Хібінського та нефелінових сієнітів Ловозерського масивів. Характерною особливістю таких масивів є зонально-кільцева будова, за якої більш молоді утворення займають центральні частини масивів, а старші – периферійні. Тіла окремих інтрузивних фаз добре розшаровані.

Масиви цього типу збагачені легкими компонентами і рідкісними елементами. Наприклад, Ловозерський масив містить понад 200 видів мінералів. Тут наявні самостійні мінерали рідкісних земель, Li, Be, Zr, Nb, Ta, Sr та інших елементів – евідаліт, лампрофіліт, мурманіт, рамзаїт, пірохлор та багато інших. Це пов'язують з тим, що через нестачу кремнезему рідкісні елементи не розсіюються, а ніби займають місце кремнезему під час мінералоутворення, через що виникають титаносилікати, цирконосилікати, силікофосфати та ін. Ймовірно, що вихідні розплави від початку були збагачені цими елементами.

Варто особливо зазначити, що проблема вирішення належності окремих масивів (конкретних формацій), утворених лужними породами, до ультрамафіт-мафічної або мафічно-салічної родини, а також приведення до єдиної системи назв формацій різних регіонів є дуже складною. Складність полягає в тому, що формації обох родин можуть мати досить подібний перелік відмін і в природі існують масиви з проміжними ознаками. Такими є, наприклад, вже згадані *габро-сієнітові формації*, складені розшарованими серіями: а) основних порід (клінопіроксенітів, габро, троктолітів); б) сієнітів і лужних сієнітів.

Характерним прикладом габро-сієнітових формацій може слугувати Давидківський масив північно-західної частини Українського щита. Масив має ізометричну форму та зональну будову. Його центральна частина скла-

⁸² Агпаїтовими називають сієніти, у яких співвідношення $K_2O + Na_2O / Al_2O_3 > 1$.

дена піроксеновими сієнітами, найбільш поширеною відміною у складі масиву. В апікальній частині породи переходять у кварцові сієніти. Нижче за розрізом сієніти замінюються на габроїди, які становлять нижню частину тіла й виходять на рівень ерозійного зрізу масиву у вигляді кільцевої зони, що оточує сієніти. Габроїди розшаровані, серед них виділяють піроксенові, піроксен-олівінові, троктолітові габро, габродіабази, пегматоїдні габро. У верхній частині габроїдного тіла (тобто, безпосередньо під тілом сієнітів) розташований шар андезинітів.

На діаграмі „залізо-магній-кальцій” всі лужні формації утворюють єдиний тренд (рис. 4.22, 4.23). Цей тренд субпаралельний до сторони трикутника „кальцій-залізо”, що відрізняє їх від трендів усіх розглянутих вище формацій (у тім числі лужно-базальтоїдного та сублужно-базальтоїдного). Тобто, знайти надійні петрохімічні ознаки, які би відрізняли лужні формації різних родин, поки що не вдалося.

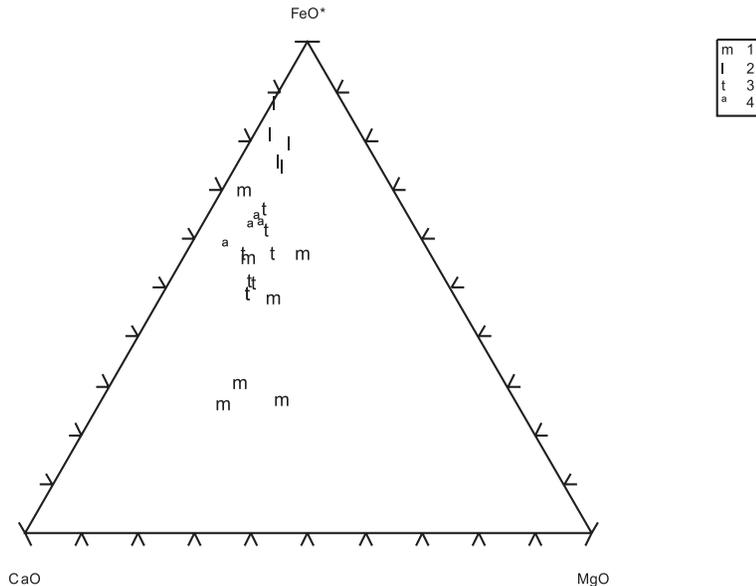


Рис. 4.22. Положення фігуративних точок порід лужних формацій на діаграмі „залізо-магній-кальцій”: 1 — породи габро-сієнітового формаційного типу; 2 — породи лужно-гранітового формаційного типу; 3 — породи синирського комплексу формації лейцитифірів, нефелінових, псевдолейцитових і лужних сієнітів; 4 — породи ільменсько-вишневогорського комплексу формації нефелінових і лужних сієнітів, за [Магматические формации СССР. — Л., 1979. — Т. 1]

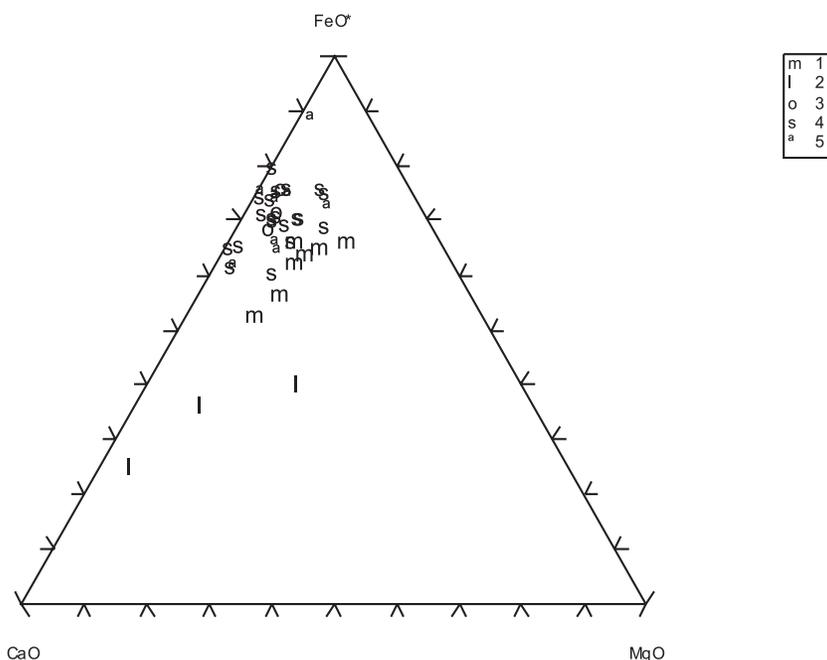


Рис. 4.23. Положення фігуративних точок сієнітових масивів Українського щита на діаграмі "залізо-магній-кальцій". Давидківський масив: 1 — габро-діабазити; 2 — плагіоклазити; 3 — сієніти; 4 — сієніти Яструбецького масиву; 5 — сієніти Октябрського масиву

Питання генезису мафічно-салічних формацій обговорювали у літературі дуже активно. Щодо формацій низьколужної групи висловлені припущення, що вони є похідними мантієвих розплавів, або ж виникали у нижніх частинах земної кори (у цьому разі не виключають також участь певної кількості мантієного матеріалу у вигляді розплавів чи тільки розчинів, які приносили в земну кору передусім луги). Щодо лужних формацій переважає думка про їхнє мантієне походження [Магматические формации СССР. – Л., 1979. – Т. 1]. Н. Боуен уважав лужні породи диференціатами основних розплавів, Т. Барт відстоював тезу про існування в природі самостійної сієнітової магми. Сучасні дослідники поділяють погляд Т. Барта; водночас не існує переконливих доказів для кожної з гіпотез і походження мафічно-салічних формацій взагалі та формацій різної лужності зокрема залишається найменш зрозумілим серед усіх груп магматичних формацій.

4.5.5.3. Салічні формації. До салічних належать формації, склад головних членів яких може коливатися від середнього до ультракислого за

повної відсутності порід основного складу. Найбідніші кремнеземом члени формацій здебільшого відповідають складу кварцового діориту, досить рідко діориту. Головні члени салічних формацій зазвичай утворювалися протягом однієї вікової генерації; вони можуть бути пов'язані між собою поступовими переходами або ж розділені чіткими контактами, які мають пасивний характер (тобто, поблизу них не спостерігається ознак знищення однією петрографічною відміною іншої). За петрохімічним складом салічні формації можуть бути поділені на низькокальцієву та висококальцієву групи (рис. 4.24.).

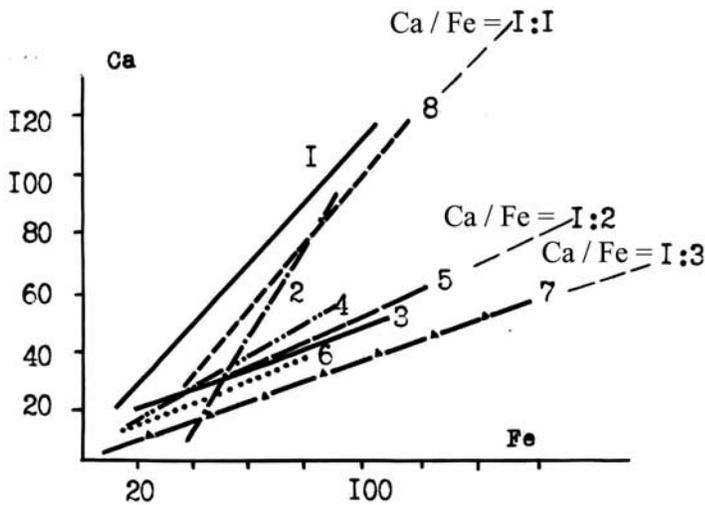


Рис.4.24. Співвідношення кальцію та заліза у формаціях кислого складу.

Ізоморфні ряди гранітоїдних формацій: 1 – плагіогранітоїдний; 2 – гранітоїтовий; 3 – гранітовий нормальної лужності; 4 – гранітовий сублужний; 5 – граносієнітовий; 6 – двослюдяний гранітоїдний; 7 – лужно-гранітоїдний; 8 – мафічно-салічні формації

Формації низькокальцієвої групи утворюють 4 ізоморфних ряди – двослюдяний гранітовий, граносієнітовий, лужно-гранітоїдний. Значення відношення кальцію до заліза в породах формацій всіх цих рядів коливається в межах від 1:2 до 1:3.

Двослюдяний гранітоїдний ізоморфний формаційний ряд об'єднує тіла досить невеликих розмірів (до перших десятків квадратних кілометрів), склад яких коливається від біотит-мусковітовмістильних гранодіоритів до мусковіту та турмаліновмісних аляскітів. Здебільшого такі породи містять розсіяну вкрапленість гранату або турмаліну й супроводжуються грейзенами⁸³ та

⁸³ Грейзенами називають метасоматичні породи кварц-мусковітового складу.

двослюдяними пегматитами, які часто суміщені в просторі й утворюють поля складної будови розміром до перших квадратних кілометрів.

Мусковіт у гранітах може займати самостійне структурне положення (що дає змогу припускати його первинно магматичний характер) або, частіше, розвивається по біотиту. Незалежно від цього мусковіт у всіх випадках тісно пов'язаний просторово саме з гранат- та турмаліновмісними гранітами, що дає підстави вважати його наявність характерною рисою формацій цього ряду. Поява перелічених мінералів є наслідком високого вмісту в них глинозему (такі граніти називають високоглиноземними або пералюмінієвими). Характерною рисою будови тіл є смуги з чіткими контактами у внутрішніх частинах. Смуги відрізняються розміром зерен або кількістю фемічних мінералів і мають, ймовірно, первинно магматичне походження. На відміну від всіх інших рядів для високоглиноземних гранітоїдів не характерна наявність порфіроподібних вкрапленників, це переважно дрібно- та середньозернисті рівномірно-зернисті породи. Представниками їх на Українському щиті є так звані житомирські граніти (до складу житомирського комплексу традиційно зачисляють граніти різних формаційних рядів, груп і об'єми понять "житомирський граніт" та "житомирський комплекс" не збігаються).

За переліком найпоширеніших петрографічних відмін високоглиноземні гранітоїдні формації в межах Українського щита можуть бути зараховані до двох формаційних типів – граніт-лейкогранітового (масиви в складі житомирського комплексу Волині) та лейкограніт-алаяскітового (ряд невеликих тіл у Середньому Придніпров'ї). У В'єтнамі описані тіла двослюдяного гранодіорит-гранітового складу. Масиви, які належать до одного формаційного типу, за кількістю кремнезему можуть досить суттєво відрізнитись між собою (див. рис. 4.7), і це підтверджує правомірність розгляду цієї групи формацій як одного ізоморфного ряду з поступовою зміною властивостей (табл. 4.12).

Гранітовий ізоморфний формаційний ряд об'єднує масиви, в яких провідним є мінеральний парагенезис плагіоклаз + калієвий польовий шпат + кварц + біотит (на окремих ділянках можуть траплятись мусковіт або рогова обманка, але загалом для формацій вони не характерні). Розміри масивів сягають сотень і тисяч квадратних кілометрів; їхня будова може змінюватись від зональної до однорідної, зовнішній вигляд утворюючих масиви порід дуже одноманітний – це середньозернисті зазвичай порфіроподібні гранітоїди, в яких поблизу контактів може дещо зменшуватись розмір зерен, збільшуватись чи зменшуватись кількість фемічних мінералів. Всі подібні масиви належать до одного – гранітового формаційного типу, але детальніші дослідження свідчать, що кількість кремнезему й, відповідно, набори найбільш поширених петрографічних відмін можуть суттєво змінюватись навіть у близько розташованих тілах однієї вікової генерації.

Особливо наочно відмінності між різними масивами спостерігаються на графіках, які відображають частоту поширення відмін з різною кількістю кремнезему (див. рис. 4.25). Як свідчать такі графіки, розподіл відмін з різним вмістом кремнезему у більшості масивів має бімодальний характер.

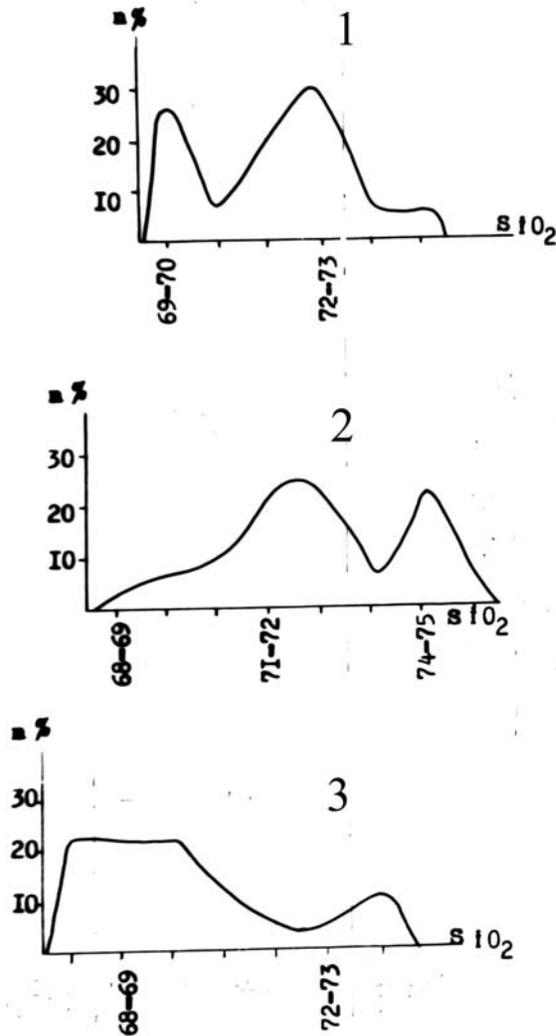


Рис. 4.25. Частота поширення відмін з різною кількістю кремнезему в гранітових масивах Українського щита: 1 – Токовський; 2 – Мокро-московський; 3 – Салтичанський масиви

Характерно, що у більшості кар'єрів гранітових масивів Українського щита ці дві провідні відміни доволі чітко розрізняються макроскопічно – одна з них зазвичай має світло-сірий колір, а друга рожевий чи рожево-сірий і містить дещо нижчу кількість фемічних мінералів. Між собою обидві відміни або пов'язані поступовими переходами, або розділені доволі чіткими контактами, поблизу яких не спостерігаються жодні ознаки активних співвідношень. Це зайвий раз підтверджує правомірність підходу до таких масивів як до породних парагенезисів з двома головними породними відмінами, водночас дає змогу систематизаційно розташувати такі масиви у послідовності, що відповідає збільшенню кількості кремнезему. Оскільки в цій послідовності змінюються набори головних членів конкретних формацій, згідно з прийнятим вище методичним підходом, то треба виділити кілька формаційних типів та об'єднати їх в один ізоморфний ряд (див. табл. 4.12)⁸⁴. Варто зазначити, що найбільш основними членами формацій цього ряду є кварцові діорити, саме діорити та габроїди не трапляються навіть у вигляді другорядних членів. Найбільш кислими є лейкократові граніти, аляскітові відміни для цього ряду не характерні. Особливістю формацій цього ряду є досить значні коливання суми лугів, що може спричиняти появу в межах однієї конкретної формації масивів складених нормальними та сублужними гранітоїдами. Макроскопічно такі відміни не розрізняються.

Представниками ізоморфного гранітового ряду в межах Українського щита є Салтичанський (гранодіорит-гранітовий тип), Токовський, Рокитнянський, Мухарівський (гранітовий тип), Мокромосковський, Щербаківський (лейкограніт-гранітовий тип) масиви. Специфікою Українського щита є те, що всі ці масиви, за винятком Мокромосковського, належать до сублужної відміни (він складений породами нормальної лужності).

Граносієнітовий ізоморфний ряд об'єднує масиви гранітоїдів, в яких провідним є мінеральний парагенезис плагіоклаз + калієвий польовий шпат + кварц + рогова обманка + біотит. Зі звичайною роговою обманкою в породах можуть траплятися гастингсит чи ферогастингсит, часом клінопіроксен і, зрідка, ортопіроксен. Будова масивів складна зональна або плямиста. Характерна ознака гранітоїдів – постійна наявність порфіроподібних вкраплеників калієвого польового шпату. Представники цього ряду – масиви східноприазовського комплексу Приазовського району Українського щита. Кількісні співвідношення провідних петрографічних відмін у різних масивах суттєво відрізняються, що дає змогу виділити тут такі типи: сієніт – кварцосієнітовий (тіло у складі Південно-Кальчикського масиву), граносієніто-

⁸⁴ Виділення декількох формаційних типів замість одного звичного гранітоїдного може викликати заперечення; враховуючи силу інерції, можна погодитись з об'єднанням всіх подібних масивів в один формаційний тип, але тоді в його межах під час петрологічних досліджень (зокрема, петрологічному картуванні) доведеться виділяти дрібніші, ніж формація, підрозділи.

вий (Кальміуський масив), граносієніт-гранітовий (гранітоїдне тіло у складі Октябрського масиву). Всі вони розрізняються між собою наборами порід з різною кількістю кремнезему, залежно від збільшення якого їх можна розташувати у ряд (див. табл. 4.12).

Таблиця 4.12

Ізоморфні ряди салічних формацій

Ряди	Формаційні типи			
Двослюдяний гранітоїдний	Гранодіорит- гранітовий високогли- ноземний	Граніт- лейкогранітовий високогли- ноземний		Лейкограніт- аляскітовий високогли- ноземний
Гранітовий	Кварц діорит- гранодіо- ритовий	Гранодіорит- гранітовий	Гранітовий	Лейкограніт- гранітовий
Граносієніто- вий	Сієніт- кварцосієнітовий	Граносієнітовий	Граносієніт- гранітовий	Амфібол- біотит лейко- гранітовий
Лужно-грані- тоїдний	Лужно-сієніт- граносієнітовий	Лужно-граносієніт- гранітовий	Лужно- гранітовий	
Плагіограні- тоїдний	Кварц- діоритовий	Кварцдіорит- тоналітовий	Тоналіт-плагіо- гранітовий	Плагіограніт- лейкоплагіо- гранітовий

За особливостями мінерального (постійна наявність рогової обманки та біотиту) та хімічного (підвищена кількість лугів) складу порід, їхнім зовнішнім виглядом (тобто структурно-текстурними ознаками) до гранітів східноприазовського комплексу дуже подібні так звані рапаківіподібні граніти Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. Є всі підстави припускати, що рапаківі-гранітові формації також належать до граносієнітового ізоморфного ряду. Гранітоїди, які становлять головний об'єм плутонів, представлені різкопорфіроподібними біотитовими та роговообманково-біотитовими сублужними гранітами, в яких періодично спостерігаються овоїди – вкрапленики мікрокліну, облямовані олігоклазом. Розміри овоїдів коливаються від 1 см до 5–6 см, кількість – від 0 до 10...20% породи (рапаківі Виборзького плутону). Термін “рапаківі” вживають у двох значеннях – у вузькому він означає граніти з овоїдами, у ширшому цим терміном означають всю сукупність гранітів, пов'язаних із рапаківі. Вони в складі тих плутонів відіграють підпорядковану роль; кількісно переважають нормальні порфіроподібні граніти без овоїдів (їх часто називають рапаківі-подібними). Кількість кварцу в породах непостійна, тому трапляються переходи до граносієнітів, кварцових сієнітів, монцонітів.

Лужно-гранітоїдний ізоморфний ряд об'єднує конкретні формації, склад головних членів яких змінюється від середнього до кислого за постійної наявності лужних мінералів. Будова масивів зональна; часто спостерігається

смугасте розташування петрографічних відмін з елементами псевдостратифікації. Такі масиви поширені на Балтійському щиті. У межах Українського щита представниками цього ряду є тіла лужних сієнітів і граносієнітів у складі Корсунь-Новомиргородського плутону. Всі подібні масиви можуть бути розташовані в послідовності від лужно-сієніт-граносієнітового до лужно-гранітового типів (див. табл. 4.12), що відповідає поступовому збільшенню кількості кремнезему.

Представники перелічених ізоморфних рядів, які належать до низькокальцієвої групи, добре розрізняються між собою на діаграмі “відносна глиноземність – вміст кремнезему” (рис. 4.26)⁸⁵. На цій діаграмі видно, що послідовність ізоморфних рядів від двослюдяного гранітоїдного до лужно-гранітоїдного відповідає поступовому зменшенню насиченості глиноземом. В тій самій послідовності змінюється характер кореляції суми лугів з кремнеземом – від позитивної до негативної. Серед інших параметрів найчіткішими виявились відмінності між рядами за співвідношенням Rb/K (рис. 4.27).

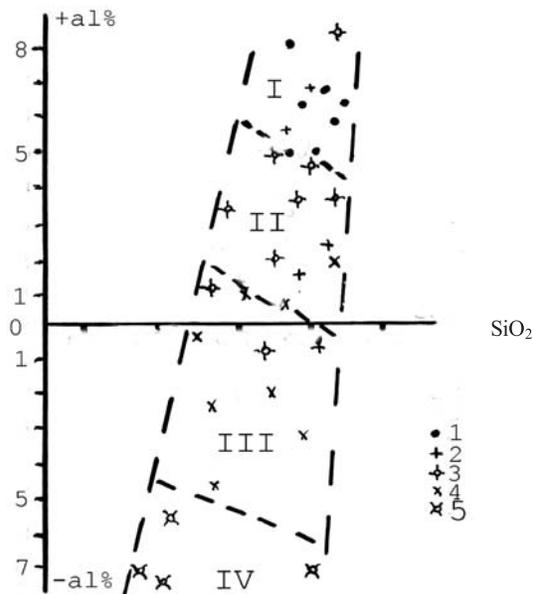


Рис. 4.26. Дискримінантна діаграма ізоморфних рядів низькокальцієвих салічних формацій: 1 – двослюдяного масиву; 2 – масивів нормальних гранітів гранітового; 3 – масивів сублужних гранітів гранітового; 4 – граносієнітового; 5 – лужно-гранітоїдного ізоморфних рядів. Поля: I – двослюдяного гранітоїдного; II – гранітового; III – граносієнітового; IV – лужно-гранітоїдного рядів.

$$\pm al = 100 \times [Al - 0,5 (Al + 2Ca + Na + K) / 0,5 (Al + 2Ca + Na + K)]$$

⁸⁵ Петрохімічний параметр “відносна глиноземність” запровадили ми у праці (К. І. Свешніков, М. П. Безверхній, 1994).

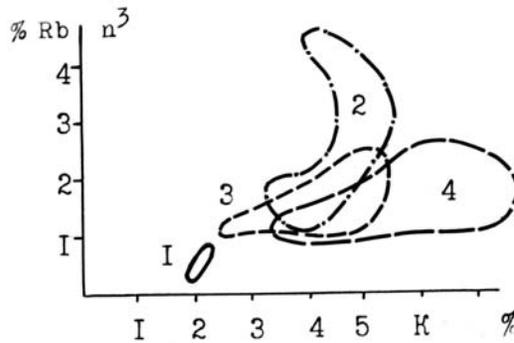


Рис. 4.27. Співвідношення калію та рубідію в гранітоїдах:
1 – плагіогранітоїдного; 2 – двослюдяного гранітоїдного; 3 – гранітового; 4 – граносієнітового рядів

Формації висококальцієвої групи. Для гранітоїдів цієї групи характерне співвідношення кальцію та заліза близьке до одиниці (див. рис. 4.24). У межах цієї групи можуть бути виділені щонайменше два різні ізоморфні формаційні ряди – плагіогранітоїдний та гранітовий.

Плагіогранітоїдний ізоморфний формаційний ряд об'єднує конкретні формації, в яких провідним є мінеральний парагенезис плагіоклаз + кварц + фемічні мінерали (рогова обманка та біотит). Кількісні співвідношення темнобарвних мінералів непостійні й можуть коливатись у широких межах навіть в одному масиві. Нерідко наявний калієвий польовий шпат, але здебільшого він вторинний, про що свідчать тісні просторові зв'язки його з пізнішими жилами гранітів.

Макроскопічно плагіогранітоїди досить одноманітні, рівномірно-зернисті; будова масивів однорідна з елементами зональної. Плагіогранітоїдні масиви розрізняють за частотою поширення відмін з різним вмістом кремнезему, що дає змогу розташовувати їх у ряд з послідовно мінливими властивостями (див. табл. 4.12) і запропонувати виділяти в їхніх межах чотири формаційні типи. Формації плагіогранітоїдного ряду не завжди можна чітко відрізнити у польових умовах та під час мікроскопічних досліджень від діорит-плагіогранітових мафічно-салічних формацій, оскільки за співвідношеннями кальцію та заліза вони потрапляють в одну групу. Відмінності між ними видно на діаграмі "калій-натрій-кальцій" (рис. 4.28).

Усі мафічно-салічні формації, на відміну від плагіогранітоїдних, мають більш чи менш чітко виражену тенденцію накопичення калію стосовно натрію.

Гранітовий ізоморфний формаційний ряд об'єднує тіла гранітоїдів, характерною ознакою яких є смугаста або зонально-смугаста будова, зумов-

лена чергуванням смуг середньо- та грубозернистих різко порфіроподібних гранітоїдів, які відрізняються головно розмірами та кількістю вкраплеників калієвого польового шпату. Такі породи лише зовні подібні до звичайних магматичних гранітоїдів. Під час мікроскопічних досліджень виявляють, що гранітоїди мають гранобластові та бластокатакlastичні структури, а окремі смуги відповідають бластомілонітам. Петрографічні особливості порід свідчать про утворення їх метасоматичним шляхом завдяки заростанню порфіроподібними вкраплениками калішпату попередньо дроблених порід різного складу (див. розділ 3.5.4).

Склад головних петрографічних відмін коливається від кварцоводіоритового до гранітового. Більшість дослідників Українського щита не відрізняють такі масиви від "нормальних" гранітових, крім петрографічних структур, але вони відрізняються підвищеною кількістю кальцію (див. рис. 4.24). Саме петрохімічні особливості незаперечно доводять помилковість об'єднання подібних масивів із гранітовими. Відповідно, всі вони можуть бути об'єднані в окремих ізоморфний ряд, який запропоновано називати гранітовим. У його межах можна виділити кварцоводіорит-гранодіорит-гранітовий (приклад – Корнінський масив Волинського району), гранодіорит-граніт-гранітовий (Кудашівський масив Придніпров'я), граніт-гранітовий (Демури́нський масив, там само) типи.

Деякі загальні особливості родини салічних формацій. В усіх ізоморфних рядах конкретні салічні формації можуть бути розташовані у послідовності, що відповідає зростанню ролі порід кислого складу (тобто в послідовності від високотемпературних до низькотемпературних формацій). Це дає змогу говорити про паралелізм зміни ознак у різних ізоморфних рядах (див. табл. 4.12).

Усі низькокальцієві салічні ізоморфні формаційні ряди можуть бути розташовані у певній систематизаційній послідовності: двослюдяний гранітоїдний – гранітовий – граносієнітовий – лужно-гранітоїдний, яка відповідає

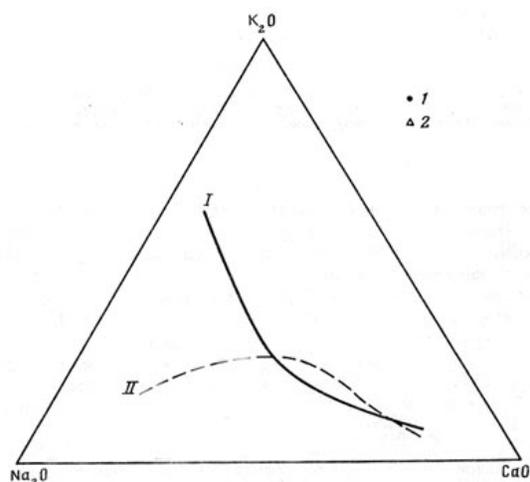


Рис. 4.28. Тренди диференціації формацій: I – мафічно-салічних та II – трондьємітової (плагіогранітоїдного ряду, за прийнятою термінологією [Магматические формации СССР. – Л., 1979. – Т.1.] групи

поступовому зменшенню величини відносної глиноземності та, паралельно, підвищенню лужності й залізистості (див. рис. 4.26). З тими співвідношеннями корелюється багато особливостей формацій – збільшується здатність розплавів утворювати вулканічні виливи, зростає роль взаємопроростань польових шпатів, зокрема, мезопертитів.

Серед можливих причин виникнення різних ізоморфних рядів найімовірнішою видається різний склад флюїдів, які брали участь у магмоутворенні. На зв'язку формацій підвищеної лужності з багатими вуглекислою флюїдами наголошують усі петрологи, які досліджували це питання. Результати дослідження складу флюїдів різними дослідниками наведені у табл. 4.13.

Таблиця 4.13

Співвідношення вуглець- і водневмісних компонентів флюїдів у салічних формаціях за [Флюидный режим земной коры и верхней мантии. – М, 1977]

Ізоморфний ряд	Конкретна формація	CO ₂ /H ₂ O	(CO ₂ + CO) / (H ₂ O + H ₂)
Гранітовий	Ранньопротерозойські граніти (середнє)	0,02	0,03
	Кукульбейський комплекс Забайкалля	0,04...0,08	0,05...0,11
Граносієнітовий	Масив Акжайляу в Чінгіз-Тарбагатаї	0,10	0,16
	Кудунський комплекс Забайкалля	0,9	0,8...0,11
	Граніти Нігерії	0,67	1,08
Лужно-гранітоїдний	Куналейський комплекс Забайкалля	0,09...0,11	0,09...0,11
	Масив Акжайляу в Чінгіз-Тарбагатаї	0,11	0,2
	Лужні граніти Монголії	1,23	1,44

Як видно з табл., зростання відношення вуглекислих компонентів до водних також корелюється з наведеною вище систематизаційною послідовністю ізоморфних рядів від глиноземних до лужних. Серед ізоморфних рядів ортомагматичних основних формацій найбільш глиноземними є двопіроксенові (габроноритовий та анортзитовий ряди, див. рис. 4.17). Це дає змогу розташувати їх у такій самій систематизаційній послідовності від глиноземних до лужних, оскільки в цій послідовності також зростає відношення вуглекислих компонентів до водних (див. табл. 4.9). Порівняння зміни ознак у систематизаційних послідовностях від глиноземних до лужних ізоморфних рядів свідчить про існування певного паралелізму у зміні ознак мафічних і салічних формацій (табл. 4.14)

Таблиця 4.14

Паралелізм зміни ознак у систематизаційних послідовностях від глиноземних до лужних ізоморфних рядів формацій основного та гранітоїдного складу

Формації основного складу	Формації кислого складу
Послідовність: “габроноритовий–толейтовий–сублужний базальтоїдний–лужно-базальтоїдний ізоморфні формаційні ряди”. Від початку до кінця послідовності:	Послідовність: “двослюдяний гранітовий–гранітовий–граносієнітовий–лужно-гранітоїдний ізоморфні формаційні ряди”. Від початку до кінця послідовності:
<ul style="list-style-type: none"> • зменшується кількість Al_2O_3 • зростає лужність і збільшується здатність утворювати ефузивні виливи • зменшується значення “Н/С” у флюїдах (нерідка асоціація роговообманкових габро з габроноритами свідчить про підвищений вміст води в початкових членах послідовності) • зникають високоглиноземні мінерали (шпінель, кордієрит) • зростає роль твердих розчинів (кліно- та ортопироксенів) 	<ul style="list-style-type: none"> • зменшується кількість Al_2O_3 • зростає лужність і збільшується здатність утворювати ефузивні виливи • зменшується значення “Н/С” у флюїдах (наявність мусковітових гранітів свідчить про підвищений вміст води в початкових членах послідовності) • зникають високоглиноземні мінерали (гранат, турмалін) • зростає роль твердих розчинів (польових шпатів)

Паралелізм зміни особливостей у систематизаційних послідовностях похідних мантієвих і корових розплавів можна пояснити лише дією якогось універсального чинника, який однаково впливає на процеси магмоутворення на різній глибині. Таким чинником є склад флюїдів, точніше співвідношення у флюїдах сполук водню та вуглецю.

4.6. Магматичні асоціації

Термін магматична асоціація (ввів його Н. Боуен) поступово втратив визначеність і тепер використовується довільно. З іншого боку, в багатьох фундаментальних працях відображено наявність у природі складніших, ніж формації чи серії, сполучень магматичних утворень, які також повторюються в часі та просторі. Такі сполучення називають асоціаціями або ж вертикальними формаційними рядами. В цьому випадку мають на увазі, що в тому чи іншому регіоні в зв'язку з одним тектонічним етапом у певній віковій послідовності (так би мовити за стратиграфічною вертикаллю) утворилась група формацій. Головним у визначенні цього поняття є належність усіх магматичних утворень до одного тектонічного етапу. Питання, чи розчленовані вони в цьому випадку на дрібніші підрозділи (формації, серії, комплекси), другорядне, але сам термін “вертикальний формаційний ряд” можна застосовувати лише у разі попереднього виділення формацій. Тому

зручнішим є термін “асоціація”. Відповідно, під *магматичною асоціацією* будемо розуміти сукупність усіх магматичних утворень, які виникли під час одного магматичного етапу розвитку якоїсь великої тектонічної структури. Магматичні асоціації також є закономірними природними сполученнями порід, однак вони відповідають вищому рангу порівняно з формаціями та серіями (оскільки магматичні комплекси є ситуаційними підрозділами, в деяких випадках до одного комплексу зараховують цілі асоціації, а в інших лише їхні частини).

4.6.1. Головні положення глобальної тектоніки щодо вивчення сполучень магматичних порід

Згідно з сучасними поглядами магматичні процеси тісно пов'язані з життєдіяльністю великих структур — плит, які становлять літосферу (земну кору та частину верхньої мантії) Землі. Закладання основ так званої плитної або глобальної тектоніки пов'язане з іменем А. Вегенера, який у 1912 р. висунув гіпотезу дрейфу континентів. Ця гіпотеза була викладена в книзі “Походження континентів та океанів” (1915). Опираючись на факт паралельності берегових ліній Європи, Африки, Південної та Північної Америки по обидва боки від Атлантичного океану, А. Вегенер доводив, що ці континенти спочатку утворювали один цілісний пракоонтинент Пангею, розірваний пізніше тектонічними силами на частини, які почали повільно розходитись між собою. Місце розколу, природно, заповнювалось водою, внаслідок чого виник Атлантичний океан.

Цю гіпотезу негативно сприйняли сучасники, які сповідували ідеї “фіксізму” (вчення, згідно з яким континенти та океани завжди були на тому самому місці). Ідея “мобілізму” (тобто признання можливості пересування континентів) відродилася в середині ХХ ст., коли було отримано принципово нові дані стосовно будови океанічного дна. На початку 60-х років завдяки працям американських геологів і геофізиків (Р. Дітца, Г. Хеса, Ф. Вайна, Д. Метьюза) виникла гіпотеза “спредингу” - розширення океанічного дна (sea floor spreading), яка за короткий час перетворилася на теорію, відому під назвою нової глобальної або плитної тектоніки (plate tectonics), остаточно сформовану Дж. Морганом та Д. Маккензі в 1967–1968 рр.

Згідно з цією теорією вся верхня оболонка Землі — літосфера — поділена на ряд жорстких плит, які можуть пересуватись по пластичній астеносфері. Більшість плит складаються з ділянок океанічних і континентальних структур. Плити перебувають у постійному русі, переважно в океанах плити розриваються та розходяться між собою (процеси розривання та розходження плит подекуди відбуваються й на континентах). У місцях розривів відбуваються активні вулканічні процеси, які призводять до утворення нової

земної кори. Розриви плит за системою *рифтів* (“рифт” з англ. — тріщина, розколина; це лінійна тектонічна структура, обмежена двома субпаралельними системами розломів, у проміжку між якими існують умови розтягнення).

У межах океанів рифти тісно пов’язані з *серединно-океанічними хребтами* (СОХ). Вони представляють системи підводних хребтів загальною шириною від 200 до 1200 км, які піднімаються над суміжними *абісальними океанічними рівнинами* на висоту від 3 до 5 км. Над поверхнею моря виступають лише окремі острови, які належать до таких систем (вважають, що острів Ісландія є виступом на поверхню Серединно-Атлантичного хребта). Ці хребти простежуються в усіх океанах і зчленовуються між собою, утворюючи загальнопланетарну систему, сумарна довжина якої перевищує 60 000 км. Назва цих хребтів — умовна, оскільки далеко не в усіх випадках вони займають в океані справді серединне положення. Наприклад, в Атлантичному океані система хребтів проходить уздовж осьової лінії океану, тоді як у Тихому розташована порівняно недалеко від Американського континенту.

СОХ відповідають системі глобальних розломів, по яких розсувається земна океанічна кора з середньою швидкістю 2,7 см/рік і утворюється нова кора з виливів базальтів, кількість яких оцінюють у 20 км³/рік. Для СОХ характерні високі теплові потоки, велика кількість малоглибинних землетрусів, менша потужність земної кори порівняно з абісальними рівнинами. До осьових частин СОХ приурочені вищезгадані рифти, в межах яких постійно відбуваються виливи базальтів. Дослідження таких виливів свідчать, що їхній вік симетрично збільшується в обидві сторони з огляду на віддалення від осьової лінії рифту. Воно є свідченням того, що базальтові потоки після виливу розриваються та розтягаються в протилежні сторони, а простір, що з’являється між ними, постійно заповнюється новими порціями магматичного розплаву. Отож, у зонах океанічних рифтів відбувається розтягнення земної кори та літосфери загалом (спрединг), їхній розрив (що зумовлює відокремлення та розходження між собою літосферних плит) і постійне народження нової океанічної кори, представлені виливами базальтів, яка заповнює простір, що виникає між плитами, і нарощує площу плит. Границі, на яких відбувається розходження плит, називають *дивергентними*.

Іншим структурним елементом океанів є *абісальні рівнини*. Їхня будова вивчена недостатньо: припускають, що вони повинні мати амагматичний режим. У деяких місцях ці рівнини перетяті розломами: у цьому разі виникають або заглибини, або, навпаки, вулканічні підняття аж до утворення островів. Лише острови абісальних рівнин прийнято називати океанічними: прикладом є група островів Гавайського архіпелагу.

Згідно з сучасними поглядами зони переходу від океанів до континентів можуть бути пасивними або активними. Прикладом пасивних є межі Атлантичного океану з Європою, Америкою і Африкою (оскільки тут континенти та прилеглі ділянки океанів належать до тих самих плит); активних — межі Тихого океану, де відбувається насування легших континентальних плит на океанічні або підсування океанічних під континентальні (залежно від того, яка з цих плит рухається з більшою швидкістю). На межі таких двох плит виникає тектонічна зона, яка більш чи менш похило занурюється під континентальну плиту. Ці зони називають зонами Заварицького–Беньофа (часто тільки Беньофа); уздовж них край океанічної плити заламується і затискається під континент у мантию. На відміну від СОХ, де виникає нова земна кора, у зонах Заварицького–Беньофа відбувається її знищення. В рельєфі океанічного дна цим зонам відповідають глибоководні жолоби. З зонами Заварицького–Беньофа збігаються гіпоцентри землетрусів, глибина яких поступово зростає паралельно до заглиблення зон.

Активні зони переходу від океану до континенту мають дуже високу сейсмічну активність, інтенсивні аномалії теплового потоку, складчасті та розривні деформації земної кори. Найтиповішим прикладом активних зон переходу вважають східне узбережжя Азіатського континенту, де від океану до континенту виділяють такі структурні елементи: океанічна плита, глибоководний жолоб, острівна дуга, так зване задугове море, континент. Тут відбуваються активні магматичні процеси, які і призводять до виникнення острівних дуг (наприклад, Японські острови) або ж гірських ланцюгів в окраїнних частинах континентів (західні окраїни Північно- та Південноамериканського континентів, де утворились Кордильєри та Анди). Подібні умови стиснення можуть виникати також у разі зіткнення (колізії) двох континентальних або двох океанічних плит. Такі плити мають однакову плавучість і, відповідно, не занурюються, проте на їхніх межах також відбуваються активні магматичні процеси [К. Ле Пішон, Ж. Франшто, Ж. Боннин. Тектоника плит. – М., 1977].

Усі континенти Землі складаються з давніх докембрійських платформ, навколо яких, починаючи з пізнього протерозою, утворювалися складчасті (геосинклінальні, орогенні) пояси. Платформи мають двоповерхову будову — вони складаються зі складчастого та метаморфізованого фундаменту і дислокованого осадового чохла, що слабо перекиває його. Уже після закінчення формування та тектонічної стабілізації континенти можуть підлягати активізації з утворенням структур двох типів, з якими також пов'язані прояви магматизму. В одних випадках континенти підлягають розколам, утворюючи рифтові структури, принципово подібні до океанічних рифтів (наприклад, так звана система Великих Африканських рифтів). В інших випадках проявляються процеси так званої автономної активізації, що супроводжувалося утворенням склепінчастих піднять і систем грабенів на величезних площах (східна Азія)

Перелічені типи океанічних і континентальних структур супроводжуються певними характерними для них магматичними проявами, тому дослідження дає змогу проводити реконструкцію геодинамічних умов у різних регіонах.

4.6.2. Магматичні асоціації океанів і зон переходу океан–континент

Асоціації океанів

Площа океанів утричі перевищує площу континентів. Серед магматичних утворень тут різко переважають базальти, загальна кількість яких понад 500 разів перевищує масу базальтів, відомих на континентах. У межах океанів головними тектонічними структурами є абісальні рівнини та серединно–океанічні хребти, що їх розділяють.

Асоціації серединно–океанічних хребтів представлені головно базальтами толейтової серії. Базальти, пов'язані з СОХ, потоки та покриви з характерною кулястою окремістю супроводжуються дайками та силами того самого складу.

Асоціації островів, пов'язаних із СОХ. На перший погляд такі острови є лише вищими підняттями в системах СОХ, однак виявляється, що таким підняттям, які виступають над поверхнею океану, притаманний дещо інший характер магматичних процесів. Типовий приклад островів такого типу – Ісландія, розташована над північним закінченням Серединно–Атлантичного хребта. Толейтові базальти становлять тут близько 90% від загального об'єму порід, серед них порівняно з базальтами СОХ трапляється значно більша кількість відмін (зокрема, більше поширені олівін– та плагіопорфірові відміни). Приблизно 3% – це вулканіти середнього складу (андезити) та 7% – кислого (дацити, ріоліти).

Виливи базальтів були тріщинуватими й охоплювали практично всю площу Ісландії, кислі породи зосереджені на порівняно невеликих ділянках (у межах так званих вулканічних центрів), де вони утворюють окремі потоки, дайки, екструзивні тіла й навіть невеликі штоки. Характерна особливість ріолітів – поширення (до 40% породи) мікропегматитового агрегату, складеного зростками калієвого польового шпату та кварцу. Дуже цікаві об'єкти – лавові потоки, складені відокремленими мікроскопічними виділеннями основного та кислого вулканічного скла (так звані емульсійні лави). Отже, головними членами асоціацій цього типу є базальти та кислі ефузиви. Це наближує їх до так званих бімодальних⁸⁶ базальт–ріолітових асоціацій гео-

⁸⁶ Під бімодальними розуміють сукупності магматичних порід, у яких за кількістю SiO_2 статистично виділяють дві найпоширеніші групи за незначної кількості проміжних (найчастіше основні та кислі з незначною кількістю середніх). Такі асоціації ще називають контрастними, на відміну від неперервних, або унімодальних, у яких породи з різною кількістю SiO_2 утворюють неперервну послідовність.

синклінальних прогинів, проте вони мають значно більшу кількість кислих членів. З часом у вулканітах Ісландії поступово зростала лужність і серед наймолодших виливів наявні сублужні базальти та трахіріоліти.

Острів Ісландія складений вулканічними породами віком від 16 млн років до сучасних. Виверження тут відбуваються в середньому один раз на п'ять років, під час одного виверження на денну поверхню виноситься до 13...15 км³ вулканічного матеріалу (найпотужніше тріщинне виверження в історичний час зафіксовано 1783 р.). У багатьох випадках виверження відбуваються по системах тріщин під льодовою покрівлею, внаслідок чого виникають кулясті лави, подібні до відмін, які виливались у підводних умовах. Весь острів – це суцільне вулканогенне тіло, надводна частина якого займає площу близько 10⁵ км² з середньою висотою над рівнем моря 500 м. Ще потужнішою є підводна частина острова. Океанічна земна кора під Ісландією досягає потужності 16...20 км (середня потужність кори в океанах становить 6,5 км). Збільшена потужність земної кори, ймовірно, сприяла диференціації вихідних розплавів і стала головною причиною появи тут кислих відмін.

Асоціації океанічних островів. Іншим структурним елементом океанів, як уже зазначалось, є абісальні рівнини. Їхня будова вивчена недостатньо; припускають, що вони повинні мати амагматичний режим. У деяких місцях ці рівнини перетяті розломами; у цьому разі виникають або заглибини, або, навпаки, вулканічні підняття аж до утворення островів⁸⁷. Під час драгування схилів, підняття і депресій були знайдені уламки базальтів, лерцолітів, гарцбургітів, клінопіроксенітів, вебстеритів.

Типовими прикладами океанічних островів вважають Гавайські, розташовані в центрі Тихого океану, та Канарські, розташовані біля північно-західної частини Африки. В межах кожного з Гавайських островів знизу до верху виділяють три послідовні серії: толеїтову, сублужну базальтоїдну, лужну базальтоїдну. Толеїтова серія становить 99% від усіх магматичних проявів. У її складі є базальти, пікритобазальти, небагато ріодацитів. У сублужній серії, крім сублужних базальтів, у невеликій кількості наявні трахіандезитобазальти та трахіти, тобто сублужні вулканіти середнього складу. В лужній серії, крім лужних базальтів – тефритів, є ультраосновні лужні породи – мелітові нефелініти, а на Канарських островах з'являються карбонатити. Лужні та сублужні породи зазвичай становлять верхні частини вулканічних конструкцій, жерлові тіла, штоки, системи дайок. У невеликій кількості трапляються лужні кислі вулканіти – пантелерити, які утворюють куполи та невеликі лавові потоки.

⁸⁷ З геологічного погляду острови, розташовані в океанах, належать, щонайменше, до трьох різних груп: острови пов'язані з СОХ (Ісландія); острови зон переходу океан-континент (Японські); острови абісальних рівнин (Гавайські). Лише останню групу прийнято називати океанічними.

Гавайський архіпелаг є гірським ланцюгом завдовжки понад 2000 км. До його складу належать два найбільші у світі вулкани Мауна-Лоа та Мауна-Кеа. Вияви вулканічної діяльності в межах архіпелагу упродовж 40 млн років поступово мігрували в східному напрямі. Це явище пояснюють “пропливанням” океанічної плити над стабільною “гарячою точкою” у мантиї (такі точки ще називають плюмами), яка послідовно проплавляла ті частини плити, які в певний момент перебували над нею. Швидкість руху оцінюють у 8 см/рік.

Усі дослідники зауважують про відмінність магматичних проявів островів від базальтів СОХ. Крім появи тут лужних або кислих відмін, базальти островів відрізняються підвищеною кількістю низки хімічних елементів, зокрема, TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , а також вищими значеннями співвідношень деяких ізотопів ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Асоціації внутрішньоокеанічних острівних дуг. Унаслідок розсування океанічних плит у зонах СОХ на протилежних межах таких плит виникає режим стиснення. Це може відбуватись на межі океанічної та континентальної плит (цей випадок розглянемо далі), або на межі двох океанічних плит. У цьому випадку в зоні стиснення виникають так звані внутрішньоокеанічні (або енсіпатичні) острівні дуги. Від дуг, які утворюються в умовах переходу океан-континент, внутрішньоокеанічні відрізняються незначною висотою над рівнем моря, меншою потужністю земної кори і суто океанічною її будовою. Прикладом таких дуг вважають дуги Тонга-Кермадек та Маріанську, які простягаються в субмеридіональному напрямі в західній частині Тихого океану між Новою Зеландією та Японією. Утворення цих дуг було пов'язане з ефузивними виливами базальтів та андезитів толеїтової серії. В підпорядкованій кількості тут виливалися ефузивні специфічного складу, які за кількістю MgO (20...25%) відповідають ультраосновним, а за кількістю кремнезему (59%) – середнім породам. Вони описані під місцевими назвами бонінітів та маріанітів і, ймовірно, утворюють самостійну, незалежну від толеїтової, бонініт-маріанітову вулканічну серію.

Асоціації зон переходу океан-континент. У разі активних зон переходу від океанів до континентів, як вже зазначалося, виникає така послідовність структурних елементів: океанічна плита, глибоководний жолоб, острівна дуга, так зване задугове море, континент. Океанічна плита є пасивною, амагматичною структурою. В глибоководних жолобах, за даними драгування, відбуваються певні магматичні процеси, але матеріалів про них ще недостатньо. Драгуванням підняті уламки базальтів толеїтової серії, які відрізняються від базальтів СОХ підвищеною глиноземністю. В межах острівних дуг магматичні утворення виникають у значній кількості, що дає змогу твердити про наявність окремих островодужних асоціацій (на відміну від острівних дуг, які виникають на межі двох океанічних плит, ці дуги називають енсіалічними).

Островодужні асоціації. У типовому випадку в межах островних дуг виникають вулканіти трьох серій – островодужної толеїтової, вапнисто-лужної та шошонітової. Островодужна толеїтова серія складена переважно базальтами та андезитобазальтами, у підпорядкованій кількості в ній можуть бути андезити (до 30%) і в незначній (перші відсотки) – дацити та ріоліти. Порівняно з толеїтами СОХ у цій серії дещо підвищена кількість калію. Вулканіти серії здебільшого утворюються в підводних умовах. У глибоко еродованих ділянках видно, що виливи вулканітів супроводжувалися інтрузіями олівінових, піроксенових і роговообманкових габро, діоритів, тоналітів і плагіогранітів.

Вапнисто-лужна серія також складається з базальтів, андезитів і дацитів, проте кількісно в її складі переважають середні породи – андезити. За хімічним складом породи цієї серії відрізняються від толеїтової підвищеним вмістом калію, а саме базальти, які є в цій серії, – підвищеною кількістю глинозему. Вапнисто-лужні серії формуються в субаеральних умовах і є найхарактернішими членами островодужних асоціацій. Вони часто утворюються внаслідок експлозій, які розсіюють вулканічний матеріал на значній площі, що не дає змоги правильно оцінити їхні кількісні співвідношення з іншими серіями. Вони можуть супроводжуватися комагматичними їм (тими, які виникли з тих самих магматичних розплавів) гіпабісальними інтрузивними тілами кварцових діоритів, тоналітів, гранодіоритів.

У шошонітових серіях переважають вулканіти основного складу з підвищеною кількістю калію, що зумовлює появу санідину, в окремих випадках – лейцити. Для порід шошонітових серій характерна наявність серед порфірових вкраплеників біотиту. Ця серія може супроводжуватись інтрузивними тілами габро, монцонітів, кварцових монцонітів. Шошонітові серії також виникають у субаеральних умовах.

Толеїтова, вапнисто-лужна та шошонітова серії можуть утворюватись послідовно, змінюючи одна одну в розрізі, або приблизно одночасно, змінюючи одна одну по латералі в напрямі континенту. Виявлено, що кількість калію в вулканітах однакової кремнеземності корелюється з глибиною залягання зони Заварицького-Беньофа. Це допомагає приблизно оцінювати глибину її залягання (надійніше таку оцінку проводять геофізичними методами).

У незначній кількості в островодужних асоціаціях можуть бути ріоліти та пов'язані з ними інтрузивні тіла гранітів, лейкогранітів, зрідка двослюдяних гранітів. Окрім того, тут трапляються виливи плагіопорфірових лейкобазальтів – порід підвищеної глиноземності та натрієвості. Такі ефузиви містять у великій кількості вкрапленики плагіоклазу розміром до 3 см і майже позбавлені вкраплеників фемічних мінералів. Вулканічні процеси, пов'язані з островними дугами, приводять до перетворення океанічної кори на континентальну. Залежно від того, наскільки поширився такий процес,

виникають лише перші з перелічених серій, або ж повний набір. У таких випадках говорять про різний ступінь зрілості кори. Відповідно, виділяють такі острівні дуги: *юні*, які супроводжуються виливами базальтів толеїтової та вапнисто-лужної серій; *розвинуті*, в яких вище базальтів залягають андезити, дацити, ріоліти й виникають шошонітові серії; *зрілі*, де кількісно переважають вулканіти вапнисто-лужної серії та наявні тоналіт – гранодіорит – гранітові інтрузивні масиви, серед яких у підпорядкованій кількості можуть бути монзоніти та сіеніти. Іншими словами, з “визріванням” острівних дуг у них збільшується кількість середніх і кислих порід нормального та сублужного рядів.

Типовим прикладом острівних дуг є Японські острови. В Японії налічують понад 440 вулканів четвертинного віку, які розміщені в смугі шириною від кількох до 270 км. Ця смуга роташована за 150...300 км на захід від глибоководного жолоба. Зона Заварицького-Беньофа, що відповідає йому, заглиблюється в західному напрямі й простежується під Японськими островами на глибинах 130...200 км. З заглибленням зони на поверхні їй відповідають щоразу більш лужні вулканічні серії, через що в західному напрямі тут відбувається латеральна зміна толеїтової серії вапнисто-лужною, а потім шошонітовою.

У задугових морях також виявляються достатньо інтенсивні магматичні процеси, як свідчать літературні джерела, їхній характер може бути різним. В одних випадках описують вапнисто-лужні та сублужні базальтоїдні серії, в інших – толеїтові, близькі за складом до базальтів СОХ. У типових випадках задугові моря закладені на континентальній корі (тобто вони відповідають крайовій частині континентальної плити, яка насувається на океанічну). За певних умов ця крайова частина може вигинатись і розколюватись. У цьому разі виникають умови розтягнення, подібні до умов, що є в СОХ (так званий задуговий спредінг), і магматизм набуває характеру, подібного до магматизму СОХ.

Асоціації активних окраїн континентів. Класичним прикладом таких структур вважають західне узбережжя Американського континенту. Вздовж узбережжя Північної Америки від Аляски до Мексики простягається пояс палеозойського, мезозойського та кайнозойського вулканізму та плутонізму шириною від 500 до 1500 км. У палеозої та мезозої тут була система острівних дуг і задугових (окраїнних) морів, характер магматизму в яких відповідав розглянутому вище на сучасних прикладах. Під час еволюції ці дуги поступово підлягали складчатості, моря закривалися й розміри континенту нарощувалися в західному напрямі. Відповідно, утворювалися толеїтова, вапнисто-лужна, сублужна К-На-базальтоїдна та сублужна К-базальтоїдна (шошонітова) серії разом з супровідними інтрузивними тілами.

Наприклад, у мезозої в Каліфорнії утворився батоліт Сьєра-Невада довжиною 800 км. Він складений двома групами інтрузивних порід: габро,

тоналітами, плагіогранітами; кварцовими діоритами, монцонітами, гранодіоритами, гранітами.

Уважають, що Північно-Американський континент і далі насувається на Східно-Тихоокеанський серединно-океанічний хребет, тому він і розташований на сучасному етапі не посередині океану, а біля берегів Америки. Внаслідок насування і стиснення вздовж узбережжя виникла андезитова серія, складена андезитами, латитами, дацитами, у невеликій кількості базальтами та ріодацитами. Показово, що так само як і в Японії, співвідношення K_2O/SiO_2 тут збільшується в бік від океану, тобто вглиб Американського континенту.

Приблизно 30 млн років тому Північно-Американський континент частково перекрив Східно-Тихоокеанську систему СОХ, з огляду на що змінився характер магматизму. Космічні фотознімки свідчать, що в цій системі спостерігаються численні поперечні розломи, по яких відбуваються зсуви хребтів. Отже, після того, як Північно-Американський континент насунувся на систему поперечних розломів, вона почала впливати на континент і також його розколювати. В місцях розколів змінився характер магматизму, почали формуватися базальтоїдні серії підвищеної лужності (зокрема, шошонітова), а також кімберлітоподібні та лужно-ультраосновні з карбонатитами комплекси. В місцях, де розколів не відбувалося, продовжували формуватись андезитові серії та супровідні плутонічні тіла.

Подібні умови були і вздовж західного узбережжя Південної Америки в Андах. Тут упродовж 150 млн років до нашого часу в смузї довжиною близько 6500 км майже безперервно відбувались прояви вулканізму та плутонізму такого самого типу.

Зокрема, в центральній зоні Анд у плейстоцені та голоцені сформувався пояс андезитів, який налічує близько 600 стратовулканів. Це район найбільшої концентрації стратовулканів на Землі. Тут же поширена ріолітова серія, складена ріолітовими та ріодацитовими ігнімбритами. Прикладом плутонічних утворень є Перуанський батоліт, який простягається вздовж узбережжя на відстань понад 1600 км за ширини 65 км. Батоліт складається приблизно з 1000 самостійних інтрузивних тіл, які належать до десяти різновікових (від крейди до міоцену-палеоцену) магматичних комплексів⁸⁸. У складі батоліту переважають тоналіти, поряд з якими широко розвинуті гранодіорити та монцоніти.

Отже, стадії власне активної континентальної окраїни, яка починається після закриття систем острівних дуг і приєднання їх до континенту, відповідає утворення переважно андезитових серій, складених двопіроксеновими, інколи олівін- або роговообманковомісними андезитами до

⁸⁸ Це один з найяскравіших прикладів поліхронних плутонічних тіл, про які згадувалося в параграфі 1.1.

кварцовмісних латитів підвищеної калієвості. Зазначають, що, на відміну від вапнисто-лужних серій, пов'язаних з острівними дугами, основних вулканітів у складі таких серій або взагалі немає, або вони трапляються в дуже незначній кількості. Припускають, що між типовими островодужними та континентальними серіями цього типу можуть бути всі проміжні відміни. З формаційного погляду прояви вздовж західного узбережжя Американського континенту є типовими представниками родини мафічно-салічних вулканічних і плутонічних формацій. Найменш лужні представники цієї родини, як вже зазначалося, іноді складно відрізнити від утворень вапнисто-лужного формаційного ряду.

Загальні особливості магматичних асоціацій океанів і зон переходу від океанів до континентів

1. Серед магматичних утворень цих структур переважають базальтоїдні серії – толеїтова, вапнисто-лужна, шошонітова (сублужна базальтоїдна калієвого ряду), або сублужна базальтоїдна калій-натрієвого ряду. Кожна з цих серій більше або менше роздиференційована, тобто охоплює породи з різною кількістю кремнезему, які виникли з того самого материнського розплаву. Відповідно, у кожній серії, крім базальтів, можуть бути вулканіти середнього та кислого складу.

2. Поява тих чи інших серій залежить від характеру структур – у серединно-океанічних хребтах формуються лише толеїтові серії. В океанічних островах до них долучаються сублужні, а в острівних дугах – крім сублужних, вапнисто-лужні, поява яких тісно пов'язана з переродженням океанічної кори на континентальну. Як подальший розвиток цього процесу, в умовах активних континентальних окраїн виникають андезитові серії, які відрізняються перевагою середніх порід над основними і належать до мафічно-салічної родини.

3. Вулканічні серії постійно супроводжуються плутонічними тілами, проте їхні розміри та кількість значно менші, ніж на континентах. За однією з оцінок, співвідношення вулканічних і плутонічних порід тут приблизно становить 10:1. Склад плутонічних порід дещо різноманітніший, ніж вулканічних, однак не виникає сумнівів, що всі вони виникали з тих самих порцій магматичних розплавів. Серед плутонічних порід різко переважають габроїди, а серед габроїдів – нормальні габро. Серед гранітоїдів переважають плагіограніти. Граніти з калієвим польовим шпатом трапляються лише зрідка і, що цікаво, у таких випадках серед них переважають відміни з мікропегматитовими структурами (так звані гранофірові граніти). Подібні відміни відомі й на континентах, але тут вони трапляються в незначній кількості порівняно з усіма іншими типами гранітів.

4.6.3. Асоціації платформ

Магматичні асоціації фундаменту давніх платформ

Уважають, що в ранньому докембрії виникло не менше 90% континентальної кори всієї планети. Кількісні співвідношення ранньодокембрійських порід різних груп важко оцінити, але не менше 50% належать до магматичних. У будові фундаменту платформ беруть участь кілька асоціацій, які властиві лише для раннього докембрію й не виникали на пізніших етапах.

Плутонометаморфічні асоціації належать до найпоширеніших і найспецифічніших ранньодокембрійських утворень, хоча в невеликій кількості трапляються і серед утворень фанерозою. Їхня головна особливість – тісний структурний зв'язок гранітоїдів з метаморфічними породами, що відображено в назві. За складом гранітоїди плутонометаморфічних асоціацій відповідають групі порід нормального ряду від кварцових діоритів до аляскітів; окремі відміни можуть бути сублужними. Від гранітоїдів інших асоціацій вони відрізняються передусім морфологією та внутрішньою будовою складених цими утвореннями тіл, які за морфологічними ознаками поділяють на мігматитові, граніто-гнейсові та плутонічні автохтонні.

За радіологічними даними, зокрема з Українського щита, процеси регіональної гранітизації могли охоплювати проміжок часу понад 1 млрд років, починаючи від раннього архею (найдавніші одержані цифри для гранітоїдів плутонометаморфічної асоціації Українського щита – 3,4 млрд років) і закінчуючи раннім протерозоем (процеси гранітизації на всіх давніх платформах закінчились майже одночасно приблизно 2 млрд років тому). В багатьох випадках різновікові процеси відбувалися в межах тих самих тіл, не порушуючи загальної тектонічної будови, з огляду на що радіологічні методи фіксують лише останню, ранньопротерозойську стадію гранітизації.

Найповніше плутонометаморфічні асоціації давніх платформ досліджені на Українському щиті й описані у працях Є.М.Лазька зі співавторами. Найнижче стратиграфічне положення на щиті займає граніт-кінцигітова асоціація Подільського району. Тут на великій площі відслонені біотит-гранатові гнейсоподібні гранітоїди (так звані чудново-бердичівські), які постійно містять скіаліти біотит-гранатових, гранат-біотитових гнейсів і плагіогнейсів, часом з силіманітом, кордієритом або графітом. Склад метаморфічних і плутонічних порід дуже подібний між собою і це дає змогу робити висновки про поширення товщі (так званої кінцигітової формації), яка у самостійних виходах в цьому регіоні не збереглась. Аналогічні утворення добре відслонені в південній частині Балтійського щита поблизу Ладозького озера. Тут можна спостерігати всі поступові переходи від слабо мігматизованих виходів метаморфічної товщі через зони мігматитів у

граніто-гнейсові тіла, які відповідають за складом кінцигітовій формації. Плутонічні тіла такого самого складу описав Ю.А.Кузнецов як кузеєвіти в західній частині Східносибірської платформи.

Стратиграфічно вище кінцигіт-граніто-гнейсової асоціації на Українському щиті залягає гнейсово-ендербітова асоціація, представлена товщею гіперстеновмісних плагіогнейсів і кристалічних сланців (гіперстенова гнейсово-кристалосланцева формація), які частково заміщені тілами ендербітів (двопіроксеновмісних гнейсоподібних плутонічних порід кварцдіоритового та гранодіоритового складу) з постійними скіалітами метаморфічних порід. Аналогічні за складом утворення відслонюються в районі Ладозького озера; тут можна спостерігати плутонічні тіла ендербітів, практично позбавлені скіалітів. Систематизаційно можна вважати, що всі ці утворення належать до ендербітоїдного ізолітогенного ряду.

Ще вище на Українському щиті залягає товща лейкократових біотитовмісних двопольовошпатових гнейсів нерідко з гранатом і гіперстеном, які перешаровані з біотитовими та гіперстен-біотитовими плагіогнейсами і піроксеновими кристалічними сланцями. В підпорядкованій кількості трапляються амфіболіти, залізисті кварцити, кальцифіри, графітові сланці (цю товщу виділяють як лейкогранулітову формацію). Товща широко розвинута в західній і східній частинах Українського щита (відповідно, у Подільському та Приазовському районах). З нею асоціюють згідні тіла лейкократових гранатовмісних гранітів, насичені включеннями метаморфічних порід. Ці тіла дуже подібні до масивів переміщених лейкогранітів розглянутого нижче S-типу, і чітко відрізнити їх можна лише за допомогою картування (на відміну від переміщених гранітів вони залягають серед товщ лейкогранулітової формації), а також за відсутністю в асоціації з ними двослюдяних пегматитових жил. Усі ці утворення можна зарахувати до одного ізолітогенного лейкогранітоїдного ряду, представники якого утворюють граніт-лейкогранулітові асоціації. Три перелічені плутонометаморфічні асоціації сформувалися в умовах гранулітової фації метаморфізму по найдавніших (ранньоархейських) стратифікованих товщах Українського щита, хоча вік утворення гранітоїдів не обов'язково у всіх випадках був ранньоархейським. Зокрема, визначаючи радіологічний вік гранітоїдів граніт-кінцигітової асоціації, постійно отримують цифри, які відповідають ранньому протерозою.

Не менш поширені плутонометаморфічні асоціації, які виникали за умов амфіболітової фації метаморфізму. В Середньопридніпровському районі Українського щита величезні території зайняті гнейсоподібними плагіогранітоїдами з численними скіалітами роговообманково-біотитовмісних плагіогнейсів, кристалічних сланців і амфіболітів. На окремих ділянках зберігаються достатньо великі за розмірами виходи більш чи менш інтенсивно мігматизованих метаморфічних порід, які до гранітизації

становили стратифікований комплекс (так звану аульську серію), поширений на більшій частині території району. Тут наявний повний ізолітогенний плагіогранітоїдний ряд від практично немігматизованої вихідної товщі, метаморфізованої в амфіболітовій фації, через мігматитові поля та гранітогнейсові тіла до плутонічних тіл плагіогранітоїдного складу. Найвідоміший представник – Запорізький масив, площа якого становить близько 200 км².

Сірогнейсові асоціації. У деяких регіонах ранішими щодо гранітогнейсових асоціацій є сірі, світло-сірі однорідні породи, які за складом відповідають андезитам, дацитам або тоналітам і плагіогранітам. Їх називають сірими гнейсами. Навколо природи сірих гнейсів виникла дискусія, пов'язана з принциповим питанням – коли в історії Землі вперше з'явилися породи середнього та кислого складу, якого складу була первинна кора Землі – так звана протокора. З цим питанням пов'язана ціла низка інших проблем: коли утворилися океанічні та континентальні структури; коли виникла континентальна кора і з чого – внаслідок переробки базальтової океанічної кори чи відразу з протокори тощо.

Чимало дослідників переконані, що найбільш ранні магматичні утворення в історії Землі були складені ефузивами та комагматичними їм інтрузіями середнього складу, що сірі гнейси – це і є перероблені найдавніші магматичні породи. Як доказ цього наводять дані радіологічних досліджень, які для найдавніших сірих гнейсів відповідають віку понад 3,6 млрд років. Уважають, що в ранній історії Землі було принаймні два етапи утворення великої кількості сірих гнейсів – 3,8...3,6 та 3,1...2,8 млрд років. Прихильники цієї гіпотези вбачають релікти сіро-гнейсових асоціацій практично у всіх ранньодокембрійських регіонах.

Найтиповішим прикладом цієї асоціації вважають гнейси Амітсок Західної Гренландії, вік яких датований 3,75...3,70 млрд років. Оскільки ті породи були пізніше метаморфізовані, розгнейсовані, гранітизовані, підлягали тектонічним переміщенням (зокрема, насувам), то відновити їхні первинні особливості дуже важко. Вчені, які підтримують цю гіпотезу, доводять, що тут помітні похідні різних інтрузивних тіл з активними контактами між собою. На Українському щиті подібні утворення відомі в невеликій кількості у Середньому Придніпров'ї, але тут вони, враховуючи наявні дані, належать до другого, молодшого етапу (3,1...2,8 млрд років).

На вивчення сірих гнейсів затрачено чимало зусиль, та все ж проблема не вирішена, оскільки в тих самих найдавніших гнейсах Амітсок містяться включення порід основного та ультраосновного складу, тобто якісь магматичні породи повинні були існувати і до утворення сірих гнейсів. З огляду на це зазначимо, що в межах Східноєвропейської платформи стратиграфічно найнижче розташовані метаморфізовані в гранулітовій фації ефузиви основного складу, близькі за хімізмом до порід толейтової серії (отраденська товща Волго-Камського геоблока, який займає східну частину платформи).

Гіпербазит-анортозитові асоціації об'єднують групи магматичних тіл, склад яких коливається від лерцолітів і піроксенітів до анортозитів. Найвідоміші представники асоціацій цього типу – масиви так званих автономних анортозитів. Геологічне положення таких масивів завжди однакове – вони утворюють пояси в зонах потужних глибинних розломів, які відокремлюють різновікові, наприклад, архейські та ранньопротерозойські тектонічні блоки. Прикладом може слугувати Становий розлом, який простягається на відстань понад 1000 км вздовж південної межі Алданського кристалічного масиву у Східному Сибіру; з ним пов'язаний Джугджурський масив анортозитів площею понад 2000 км² і кілька менших тіл.

Уздовж південної межі Канадського щита простежується так званий Гренвільський пояс, з яким пов'язаний Адірондакський масив площею близько 3000 км². Деяко менші за розмірами масиви пов'язані з Лапландським глибинним розломом Балтійського щита. Невідомо, на якому саме геологічному етапі відбулося вкорінення цих масивів – вони локалізовані в розломах і мають тектонічні контакти з утвореннями, які їх оточують, а радіологічні дослідження дають доволі різні цифри.

Крім анортозитових, на всіх докембрійських щитах виявлено комплекси порівняно невеликих (перші кілометри, зрідка – перші десятки кілометрів квадратних) дайко- та пластоподібних піроксеніт-перидотитових тіл, які формаційно належать до ортопіроксенітового ізоморфного ряду. Найпоширеніші й детально вивчені ці утворення на Балтійському щиті. На Українському щиті вони відомі в межах Голованівського блока на Поділлі та у Західному Приазов'ї (так званий новопавлівський комплекс Оріхово-Павлоградської зони), де утворюють лінійні пояси меридіонального простягання. Ці тіла вкорінювались ще до проявів регіонального метаморфізму гранулітової фації та складчастості. Під час метаморфізму в них здебільшого утворювались облямівки гранату навколо зерен піроксенів; такі породи часто називають друзитами, а складені ними комплекси – друзитовими. Інколи ультраосновні породи заміщені кальцифірами, які не відрізняються від кальцифірів, які беруть участь у стратифікації метаморфічних товщ. Під час утворення плутонометаморфічних асоціацій ультраосновні та основні породи разом з вміщуючими їх метаморфічними часто підлягали гранітизації (зокрема, ендербітизації) й збереглися серед гранітоїдів у вигляді більш чи менш інтенсивно змінених (амфіболізованих, серпентинітизованих) скіалітів. У межах Українського щита радіологічний вік порід цієї асоціації (новопавлівський комплекс) становить 3670 млн років. Співвідношення ультраосновних та основних тіл гіпербазит-анортозитових асоціацій з сірогнейсовими не з'ясовано; можливо, що згадані вище включення в сірих гнейсах складені породами саме цієї асоціації, яка, ймовірно, є найдавнішим проявом інтрузивного магматизму у ранньому докембрії.

Тоналіт-зеленокам'яні асоціації. На всіх докембрійських щитах відомі потужні товщі базальтів, у підпорядкованій кількості ультраосновних, середніх і кислих ефузивів, метаморфізованих з утворенням мінералів зеленого кольору – хлориту, епідоту, амфіболу. Набір цих новоутворених мінералів відповідає епідот-амфіболітовій фації метаморфізму. З огляду на широкий розвиток таких мінералів ці товщі називають зеленокам'яними комплексами. Вони виповнюють западини серед гранітогнейсових і мігматитових полів: серії таких западин утворюють пояси завдовжки до сотень і завширшки до десятків кілометрів. Уважають, що утворення гранітогнейсових тіл було одноетапним із закладанням западин; тому такі пояси звичайно називають граніт-зеленокам'яними.

Загальна потужність зеленокам'яних товщ може сягати 17 км і більше. Базальти за складом належать до толеїтових, серед них виділяють щільні, пористі мигдалекам'яні, шлакові відміни, туфи. В верхніх частинах потоків вони нерідко мають кулясту окремість (так звані пілоу-лави). Потужність окремих потоків коливається від перших десятків до 120 м.

З толеїтами тісно асоціюють коматїїти. Вони перешаровані з базальтами (зокрема, на Українському щиті простежується певна ритмічність такого перешарування), однак їхній генезис до кінця не зрозумілий. Деякі дослідники вважають, що коматїїти утворюють неперервні серії з базальтами та андезитами, інші – що коматїїти утворюють окрему групу (серію), яка виникла внаслідок вкорінення ультраосновних розплавів з більших глибин, порівняно з толеїтами. Як було доведено в попередній главі, коматїїти відрізняються від толеїтів іншим характером трендів (для толеїтів провідною тенденцією є змінна кількість заліза, а для коматїїтів – магнію), що підтверджує їхню належність до різних серій. У такому випадку доволі складно пояснити ритмічність їхнього перешарування з толеїтами.

Середні та кислі вулканіти (від андезитів до плагіоріолітів) становлять до 10% потужності зеленокам'яних комплексів. Здебільшого вони завершують вулканічну діяльність, однак можуть траплятися в середніх частинах розрізів і навіть їх розпочинати. Серед них переважають пірокластичні утворення – туфи, лапілі, рідше трапляються лави. З толеїтами асоціюють масиви габродіабазів, з коматїїтами – дайкоподібні тіла і невеликі масиви дунітів та олівінітів, які змінюються до периферійних частин тіл перидотитами та клінопіроксенітами (ці тіла є представниками клінопіроксенітового ізоморфного ряду). Одне з таких тіл у Західній Австралії має довжину кількох сотень кілометрів. Крім того, у складі асоціації вперше в історії Землі з'являються тіла дуніт-перидотитової формації. З середніми та кислими вулканітами генетично пов'язані масиви плагіогранітоїдного ізоморфного ряду, склад яких коливається від кварцових діоритів через тоналіти до плагіогранітів. Ці масиви тісно пов'язані просторово з зеленокам'яними товщами, що видно з назви асоціації.

Уважають, що в історії Землі були два періоди утворення тоналіт-зеленокам'яних асоціацій – 3500 та 3100...2800 млн років. До першого етапу належить серія Барбертон Трансваальського щита Південної Африки – найтипівіша і найліпше вивчена. До молодих зараховують зеленокам'яні пояси Північної півкулі – комплекси Абітібі Канади, Українського та Балтійського щитів. З зеленокам'яними комплексами пов'язана половина всіх світових запасів нікелю й значна частина запасів золота. В фанерозої аналогічних асоціацій не виникало. Цікаво, що підвищену магнезійність мають не тільки ультраосновні, а й середні та кислі вулканіти. Подібні їм за хімізмом ефузивні відомі лише в складі внутрішньоокеанічних острівних дуг (так звана бонініт-маріанітова серія).

Однією з проблем, що пов'язана з тоналіт-зеленокам'яними асоціаціями, є їхнє співвідношення з тілами плутонометаморфічних асоціацій. Поширений погляд, за яким гранітогнейсові тіла – це куполи, тобто діапіри, які зароджувались у глибокометаморфізованих комплексах, що оточували западини, складені зеленокам'яними комплексами, й піднімались вздовж меж цих западин. Цей погляд начебто підтверджують радіологічні дослідження, які свідчать про приблизно однаковий чи навіть молодший вік гранітоїдів порівняно з зеленокам'яними товщами. Однак не зрозуміло, чому такі самі гранітогнейсові тіла не менш поширені і на деякій відстані від западин, а детальне картування здебільшого не підтверджує їхньої купольної будови. Лише невелика частина гранітогнейсових тіл справді має антиформну будову і їх можна трактувати як наслідок спливання гранітоїдного матеріалу в зонах тектонічних контактів западин. Іншими словами, процес утворення куполів під час формування тоналіт-зеленокам'яних асоціацій у природі справді відбувався, та його важливість значно перебільшують, тому правомірність використання терміна “граніт-зеленокам'яні пояси” – сумнівна.

Асоціації гранітоїдів S-типу утворені винятково інтрузивними масивами, склад яких коливається від кварцових діоритів до лейкократових гранітів. У межах фундаменту докембрійських платформ у ранньому протерозої утворились великі прогини, виповнені метакарбонатно-теригенними товщами. В просторовому зв'язку з прогинами у віковому інтервалі 2500...2000 млн років виникали масиви гранітової формації (площею до 2000 км²) і тіла (до перших сотень кілометрів) біотит-мусковітовмісних гранітів двослюдяної гранітоїдної формації.

Характерна особливість цих асоціацій – поширення мусковітовмісних пегматитів (з гранатом, апатитом, турмаліном, сподуменом) і грейзенів – мусковіт-кварцових порід, які виникають унаслідок вилуговування всіх інших мінералів і розвиваються по гранітах і по метаморфічних породах, що їх містять. Пегматити і грейзени часто утворюють поля розміром в перші квадратні кілометри, у межах яких усі інші породи (в тім числі граніти) підлягають повній переробці. Не виключено, що в таких випадках гранітові

тіла залягають нижче, і поки що не відкриті ерозією. Масиви гранітоїдів S-типу поширені на Українському (житомирський комплекс Волині, кіровоградський центральної частини щита, токовський та мокромосковський комплекси Середнього Придніпров'я), Алданському (кодарський комплекс) та інших щитах.

У межах Українського щита в складі житомирського та кіровоградського комплексів нерідко об'єднані інтрузивні масиви та гранітоїди плутонометаморфічних асоціацій на підставі близького віку їхнього утворення. Однак такі масиви відділені від плутонометаморфічних тіл чіткими контактами і відрізняються від них морфологією тіл, розвитком порфіроподібних вкрапленників у біотитових відмінах, наявністю мусковіту і турмаліну в двослюдяних гранітах і пов'язаних з ними пегматитах, наявністю грейзенів. Усі ці ознаки не характерні для плутонометаморфічних асоціацій і спонукають поділяти житомирський та кіровоградський комплекси (у загальноприйнятій інтерпретації) на дві близькі за віком складові, рання з яких належить до плутонометаморфічної асоціації, а пізня – до асоціацій S-типу.

Цікаво, що асоціації S-типу поширені винятково в геоблоках, які були підняті щодо інших і сформували щити – виходи ранньодокембрійських утворень на денну поверхню. В геоблоках, які були опущені і перекриті платформним чохлам, подібні масиви поки що не виявлені. Можливо, що ці дві особливості пов'язані між собою, і підняття геоблоків було зумовлене процесами зменшення щільності геоблока загалом під час утворення магматичних розплавів (гранітоїди плутонометаморфічних асоціацій у різних геоблоках розвинуті приблизно однаково і їхнє поширення з положенням геоблоків не корелює).

Магматичні асоціації I-типу складені вулканічними та плутонічними породами від основних до кислих нормального та сублужного рядів. Серед вулканітів, крім базальтів, широко розвинуті андезити, трахіандезити, трахіріоліти. Виливи вулканітів були тісно пов'язані з накопиченням теригенних і вулканогенно-теригенних товщ у депресіях видовженої форми. Кількісні співвідношення вулканітів і теригенних порід можуть коливатися в широких межах – від різкої переваги вулканітів (Український щит) до переваги осадових порід (Східносибірська платформа).

Характерна особливість вулканогенно-осадових товщ – їхнє строкате забарвлення, що, на думку всіх дослідників, свідчить про формування в субаеральних умовах. У плутонічних породах простежуються всі проміжні відміни від габро до гранітів за кількісної переваги діоритів і гранодіоритів; широко розвинуті породи підвищеної лужності – монцоніти, кварцові монцоніти, граносієніти (кварцові сієніти). Перелічені утворення належать до родини мафічно-салічних формацій. Утворення асоціацій завершувалось виникненням гранітових формацій. Серед них переважають порфіроподібні біотитові граніти, які макроскопічно не відрізняються від біотитових

гранітів асоціацій S-типу. У разі детальніших досліджень між гранітами I- та S-типів виявляється багато петрогеохімічних відмінностей (зокрема, за співвідношеннями рідкісних елементів).

Вулканічні та плутонічні породи тісно пов'язані між собою просторово, за віком та генетично, формують цілісні, так звані комагматичні вулканоплутонічні асоціації. Ці асоціації утворюють вулканоплутонічні пояси завдовжки до 1000 км і більше, пов'язані з регіональними розломами, які відокремлюють геоблоки між собою – найбільші структури в тілі фундаменту давніх платформ. Пояси виникали після закінчення головних геологічних подій у межах геоблоків; вони спаювали геоблоки між собою, що призводило до появи цілісних структур – фундаменту платформ. Подібні асоціації відомі на всіх платформах (клесівська серія + осницький комплекс Українського щита, акітканська серія + ірельський комплекс Східносибірської платформи, група Ехо–Бей Канадського щита, система Вентерсдорп Південної Африки, формація Уайт–Уотер Австралійської платформи). Вік таких асоціацій у різних регіонах дещо відрізняється, проте утворення асоціацій відбулося в інтервалі 2050...1650 млн років. Зокрема, у фундаменті Східно-Європейської платформи формування поясів відбувалося в два етапи – 2000...1900 (Волино-Поліський пояс) та 1850...1650 млн років (Трансскандинавський пояс).

Добре вивчений приклад асоціації I-типу – Волино-Поліський пояс, який відокремлює структури Українського щита та Білоруського кристалічного масиву. Пояс обмежений двома регіональними розломами північно-східного простягання (Сукано-Пержанським і Стоходсько-Могильовським) довжиною понад 600 км від міста Рівне в напрямі Смоленська шириною до 100 км. За даними буріння він простежується від міста Рівне і на південний захід до м. Рави Руської на Львівщині (рис. 4.6.1). Вулканічні утворення тут представлені різною мірою зміненими базальтами, андезито-базальтами, дацитами, трахірідитами, трахіролітами; в невеликій кількості з ними асоціюють теригенні породи, перетворені на слюдисті сланці. Плутонічні утворення проривають вулканіти; їхнє формування відбувалося в декілька інтрузивних фаз (вікових генерацій): 1) габро, габродіорити; 2) діорити, монцоніти, кварцові монцоніти; 3) гранодіорити, граносієніти (кварцові сієніти); 4) граніти.

У межах поясу магматичні утворення асоціації займають не менше 70% всієї площі. Від поясу в різних напрямках вздовж систем розломів відходять ланцюжки плутонічних масивів, складених тими самими породами. Довжина кожного з таких ланцюжків близько 100 км. Характерна особливість району – широкий вияв розломної тектоніки і пов'язані з цим інтенсивні вторинні зміни порід, які подекуди бувають досить подібні до проявів регіонального метаморфізму і затушовують первинні контакти між породами різних генерацій. Зокрема, в зонах розломів виникають смугасті бластомілоніти (інтенсивно дроблені й пізніше перекристалізовані породи), подібні за зовнішнім виглядом до мігматитів.

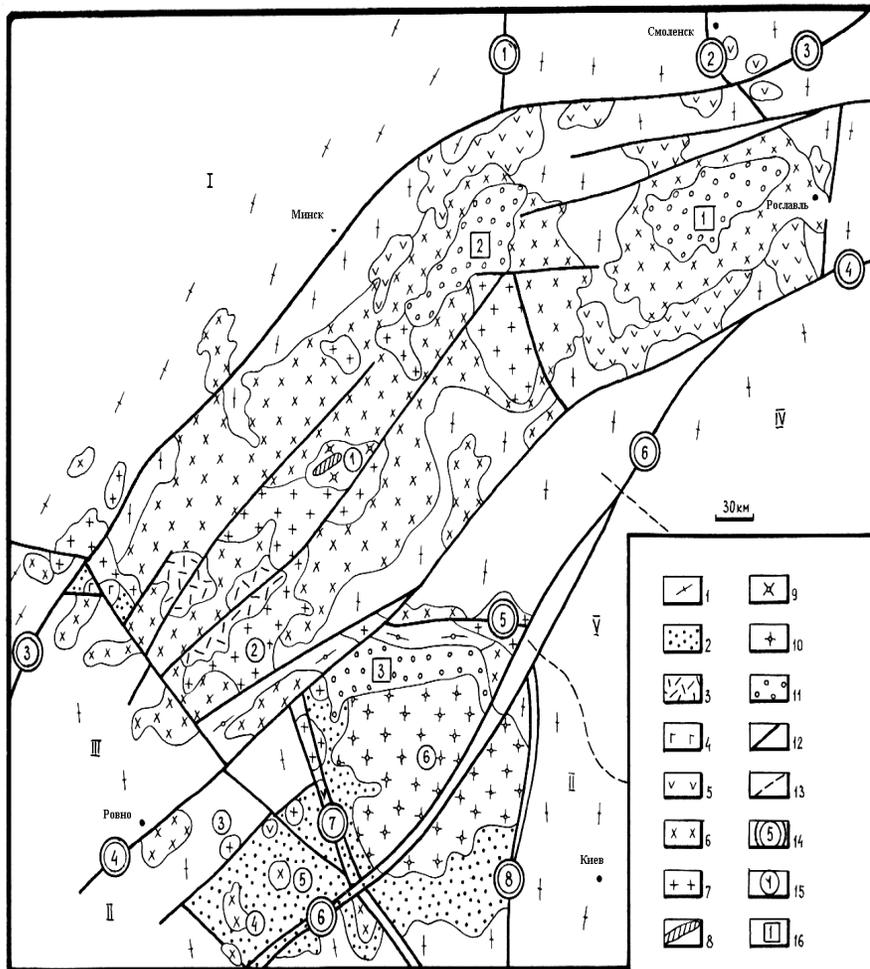


Рис. 4.6.1. Схема геологічної будови Волино-Поліського поясу

Структурні елементи: I – Білоруський кристалічний масив;

II – Український щит; III – Волино-Поліський пояс;

IV – Воронежський кристалічний масив; V – Прип'ятський прогин.

Умовні позначки: 1 – високометаморфізовані товщі та ультраметаморфічні гранітоїди першого структурного поверху. Утворення другого структурного поверху: 2 – тетерівська серія.

Асоціація I-типу третього структурного поверху: 3 – клесівська серія; 4 – габро першої;

5 – діорити та монцоніти другої; 6 – гранодіорити, кварцові монцоніти третьої;

7 – граніти, гранодіорити четвертої вікової генерації. Асоціація А-типу: 8 – житковицька серія; 9 – житковицький комплекс; 10 – рапаківи Коростенського Платону;

11 – ранньорифеські відклади; 12 – регіональні розломи; 13 – границі Прип'ятського прогину;

14 – головні розломи: 1 – Чашниковський; 2 – Вітебський; 3 – Стоходсько-Могильовський;

4 – Пержансько-Сурожський; 5 – Південно-Прип'ятський; 6 – Тетерівський; 7 – Красногорсько-

Житомирський; 8 – Брусловсько-Брагинський; 15 – плутонічні масиви: 1 – Житковицький;

2 – Рокитнянський; 3 – Мухарівський; 4 – Шепетівський; 5 – Смолдирівський; 6 – Коростенський;

16 – западини: 1 – Краснополська; 2 – Бобруйська; 3 – Овруцька. Схема складена з використанням

“Геологічної карти кристалічного фундаменту Білорусії і прилеглих територій, 1991” і

“Карти геологічних формацій докембрію Українського щита, 1991”

Вздовж західної границі Східноєвропейської платформи в меридіональному напрямі простежується так званий Трансскандинавський магматичний пояс (Transscandinavian igneous belt – ТІВ). У його складі, за даними Р.Горбачова та інших дослідників, просторово об'єднані утворення різних асоціацій, але “основу” його становить асоціація І-типу. Цей пояс приблизно на 200...300 млн років молодший від Волино-Поліського; на думку західних дослідників, продовжується він на Північноамериканському континенті, який у ранньому докембрії становив одне ціле з Європейським континентом.

Магматичні асоціації А-типу. До так званого А-типу належать гранітоїди, які виникли в умовах тектонічної активізації стабілізованих областей. Ці гранітоїди відрізняються від розглянутих підвищеною лужністю (переважають сублужні граніти) та більшим вмістом тяжких рідкісноземельних елементів (рис. 4.6.3).

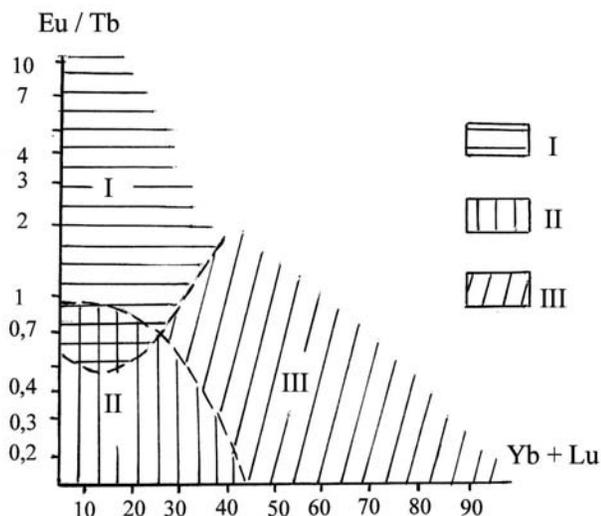


Рис. 4.6.3. Співвідношення Eu/Tb та $Yb + Lu$ у гранітоїдах Українського щита:
 I – поле асоціації гранітоїдів І-типу; II – поле асоціації гранітоїдів S-типу;
 III – поле асоціації гранітоїдів А-типу

Щодо давніх платформ це відповідає гранітоїдам, які сформувалися після завершення процесів метаморфізму та складчастості ранньодокембрійських стратифікованих товщ, що утворюють фундамент платформ, і до початку осадонакопичення платформного чохла.

Найхарактернішими представниками цього типу є граніти рапаківі. Вони відомі на різних платформах, проте об'єми асоціацій загалом зали-

шаються до кінця не відомими навіть у таких добре вивчених регіонах, як Східноєвропейська платформа. На її прикладі видно, що до тектонічного етапу, який розділяв завершення формування структур фундаменту та початок утворення чохла (різні дослідники називають його етапом активізації або субплатформним етапом), крім рапаківі, належать різноманітні магматичні тіла основного, сублужного та лужного складу. В кількісному співвідношенні у складі асоціації переважають сублужні гранітоїди граносієнітового ізоморфного формаційного ряду.

У західній частині Східноєвропейської платформи головний об'єм асоціації становлять анортозит–рапаківі–гранітові плутони, що утворюють дугоподібний плутонічний пояс, який простягається паралельно до західної границі платформи від центральної частини Українського щита (Корсунь-Новомиргородський плутон) через Волинь (Коростенський плутон) і Прибалтику (Ризький плутон) до Балтійського щита (Виборзький та інші плутони). Розміри плутонів вимірюють тисячами кв. км (площа Коростенського плутону становить 12 000 квадратних кілометрів), радіологічний вік у північному напрямі поступово зменшується від 1740 млн років (Корсунь-Новомиргородський плутон) до 1540 млн років (масив Лайтіла в центральній частині Балтійського щита).

Петрологічний характер зв'язків гранітоїдів і габро–анортозитів залишається невизначеним, в одних плутонах вони утворюють дві контрастні петрографічні групи, в інших спостерігають тіла проміжного складу (кварцові монцоніти Корсунь-Новомиргородського плутону так звані лапає-граніти Виборзького плутону), які проривають анортозити, водночас їх проривають граніти, утворюючи протилежну ланку між першими та другими. В східній частині Українського щита розташовано кілька масивів, складених біотит-роговообманковими сублужними гранітами, граносієнітами, кварцовими сієнітами, монцонітами, дуже подібними за структурно-текстурними та петрогеохімічними особливостями до однойменних різновидів анортозит-рапаківі-гранітових плутонів. Хоча ці масиви належать до окремого граніт-граносієнітового східноприазовського комплексу, їхня подібність до "рапаківіподібних" гранітоїдів настільки значна, що дає змогу припускати, ніби вони походять з однакових (за вихідним складом порцій) магматичних розплавів. Масиви обох типів (граніт-граносієнітові та анортозит-рапаківі-гранітові) прориваються тілами лужних порід, склад яких послідовно змінюється в західному напрямі від нефелінсієнітового (Східне Приазов'я) через лужні безфельдшпатоїдні сієніти (центральна частина Українського щита) до лужногранітового (Волинський район).

До цієї ж асоціації належать поширені в Польщі (мазурський комплекс) та Прибалтиці (граніти Кабелія) масиви гранофірових порфіроподібних гранітів (в підпорядкованій кількості кварцових монцонітів, лейкогранітів). Найхарактерніша риса – постійна наявність у складі основної маси мікрогра-

фічних зростків кварцу та калієвого польового шпату, кварцу та біотиту, біотиту та рогової обманки, які часто обростають навколо вкраплеників калієвого польового шпату та ксенолітів. Кількість таких зростків становить 20% загального об'єму породи (в межах Українського щита такі граніти відомі під назвою дівлінських граніт-порфірів у складі Коростенського плутону).

Гранофірові граніти більш молоді порівняно з рапаківі й утворюють субширотний пояс, просторово пов'язаний з трансконтинентальним лінеamentом, який, за даними зйомки з космосу, простягається від Охотського до південного узбережжя Балтійського моря і вздовж нього далі на захід. За геохімічними особливостями гранофірові граніти близькі до гранітів так званого літій-фтористого типу.

Магматичні асоціації чохла платформ

Трапові асоціації. Назва “трапи” походить від німецького слова *treppe* – сходи. Цим терміном позначають потужні виливи ефузивів основного складу, які утворювались під час формування чохла давніх (Східносибірська, Північно- та Південноамериканська, Африканська) і молодих платформ, фундаментом яких слугували розглянуті нижче складчасті пояси (так звані тріасові басейни Північної Америки, Британо-Арктична вулканічна провінція).

Базальти залягають субгоризонтально на континентальних (нерідко вугленосних відкладах) і утворюють численні потоки потужністю від десятків сантиметрів до 100 м, які, завдяки характерній для базальтів окремості, нагадують гігантські сходи. В інших випадках прояви окремості в базальтах утворюють вертикальні шестикутні стовпи. На узбережжі Північної Ірландії поблизу м. Антрим такі стовпи під дією морських хвиль були зрізані на рівні прибою і утворили так звану бруківку гігантів (*giants' causeway*). Сумарна потужність трапових виливів в Індії сягає 3 км, в Канаді перевищує 4 км, у Бразилії – 600 м. На р. Ігуану поблизу місця її впадання до р. Парани відомий один з найбільших у світі водоспадів шириною 600 м, який складається з серії каскадів, утворених трапами.

Загальна площа асоціації в Індії становить близько 500 000 км², у Бразилії понад 1 млн, а в Сибіру перевищує 1,5 млн км². Загальний об'єм магматичного матеріалу для Східносибірської платформи – 910 000 км³. Вік трапових асоціацій коливається від пізнього докембрію (риффею) до кайнозою, але найбільших масштабів виливи досягали в тріасовому – юрському віці та наприкінці крейди – початку палеогену. Здебільшого такі великі об'єми магматичного матеріалу просторово пов'язані з великими прогинами чохла платформ. Припускають, що ці прогини мали компенсаційний характер, тобто з огляду на те, як із глибини піднімалися розплави, там виникав

дефіцит мас, що зумовлювало просідання шарів осадових порід чохла. Виливи мали тріщинуватий характер, ознаки активного механічного тиску з боку розплавів не простежувалось.

Трапові асоціації охоплюють ефузивні, інтрузивні та вулканогенно-уламкові, тобто пірокластичні похідні базальтових розплавів толеїтової серії (поняття толеїтових базальтів увів В.Кеннеді у 1933 р. саме на прикладі трапової асоціації). Провідний мінеральний парагенезис у них – лабрадор і моноклінний піроксен, може траплятися олівін. Для петрології трапові асоціації цікаві тим, що вони дають зразок того, які диференціати можуть виникнути з толеїтових розплавів без дії додаткових чинників. У різних регіонах вихідні розплави дещо відрізнялися кількістю лугів. Наприклад, у Сибіру виникла серія порід, найбільш основними членами якої є олівінові пікробазальти, а найбільш кислими гранофірові долерити, які містять в інтерстиціях мікрографічні зростки кварцу та калієвого польового шпату й за валовим складом відповідають діоритам. У трапах плато Декан (Індія) підвищена лужність призвела до появи багатьох відмін сублужних базальтів, андезитів, сієнітів і, навіть, нефелінових сієнітів. У трапах Британо-Арктичної провінції лужність була ще вищою; базальти нормальної лужності, а також сублужні та лужні відміни трапляються приблизно в однаковій кількості. Наявність порід середнього складу для асоціацій такого типу не характерна, і дослідників завжди дивувала поява кислих ефузивів – ріолітів без проміжних відмін. Досліджуючи співвідношення ізотопів стронцію, вчені дійшли висновку, що ріоліти виникли внаслідок не диференціації, а переплавлення корового матеріалу під впливом базальтів.

Поряд з ефузивами в складі асоціацій широко розвинуті туфи (уламки в яких за розмірами змінюються від лапілей до попелу та нерозкристалізованого скла), а також дайки, сили, інтрузивні тіла коритоподібної форми, складені долеритами. В просторовому поширенні тіл різної фаціальної належності може простежуватись певна зональність. За даними Ю.А.Кузнєцова, в центральних частинах прогинів чохла Східносибірської платформи поширені лави, навколо яких розташовані туфи. Інтрузивні тіла вкорінювались переважно по периферії прогинів, причому шароподібні тіла утворюють внутрішній, а дайки зовнішній пояс. Нерідко в інтрузивних тілах спостерігається псевдостратифікація, ступінь прояву якої тісно пов'язаний з мінеральним складом долеритів. Долерити, які складаються з плагіоклазу та моноклінного піроксену, переважно не розшаровані; у разі появи олівіну в долеритах з'являються ознаки диференціації, коли до олівіну додається ромбічний піроксен, тіла набувають чіткої псевдостратифікації. Кількість ромбічного піроксену зазвичай не перевищує 5%, але цього виявляється достатньо для порушення гомогенності застигаючого розплаву. В невеликій кількості серед трапових асоціацій трапляються масиви, складені долеритами підвищеної лужності,

які можуть містити фельдшпатоїд – анальцим. Такі тіла здебільшого просторово пов'язані з локальними підняттями платформного чохла на фоні великого прогину. Вважають, що до таких піднять тяжіли потоки легких компонентів, зокрема лугів, які збагачували магматичні розплави. З траповими асоціаціями пов'язані великі сульфідні мідно-нікелеві родовища з платиною; руди у вигляді розсіяної вкрапленості та жил розташовуються в нижніх частинах розшарованих масивів. З пікритобазальтами бувають пов'язані руди самородного заліза та міді; в контактах інтрузій може утворюватись свинцево-цинкова або залізна мінералізація. Завдяки перекристалізації вугілля на контактах із траповими тілами можуть виникати родовища графіту.

З утворенням трапових асоціацій пов'язані дві невирішені проблеми. По-перше, незрозуміло, чому вони взагалі виникають. Здавалося б, що платформи є стабільними структурами, з визначеним амагматичним режимом. Поява трапових асоціацій на всіх платформах доводить, що це є закономірним етапом у їхній життєдіяльності. Появу такої величезної кількості магматичних розплавів не можна пояснити лише впливом тектонічних розколів. Припускають, що з якихось, поки що невідомих причин, під платформами утворювались так звані мантийні діапіри – величезні пухирі розплаву, які відривалися від мантиї і піднімалися вгору. Спочатку такий діапір спричинював підняття поверхні платформи, у зв'язку з чим морські умови змінювались на континентальні, а потім, коли діапір досягав поверхні і пухир лускав, починалося просідання. Сам механізм виглядає вірогідно, але причини його виникнення залишаються нез'ясованими.

Друга проблема виникає тоді, коли порівнюють трапи північної та південної півкулі Землі. Виявляється, що, незважаючи на петрографічну подібність, вони відрізняються багатьма петрохімічними особливостями і напрямом диференціації у часі. Трапи південної півкулі, порівняно з трапами північних платформ, збагачені кремнеземом і, відповідно, збіднені титаном і залізом. Це можна було б пояснити різницею складу вихідної мантийної речовини в різних півкулях. Крім того, виявляється, що під час еволюції трапового магматизму в північній півкулі відбувалося відносно збагачення магнієм порівняно з залізом, титаном і лугами, тоді як у південній півкулі, навпаки, відбувалося збагачення лугами, залізом і титаном порівняно з магнієм. Ці особливості не можна пояснити лише різницею у вихідному складі мантиї; вони свідчать про якісь відмінності у ході самих магматичних процесів, але в чому ці відмінності полягають – досі не з'ясовано. Можливо, ці відмінності якось зумовлені різницею в тектонічному положенні трапових асоціацій. У південній півкулі вони локалізовані переважно в крайових частинах континентів. Наприклад, на Південноамериканському континенті велика трапова провінція, відома в Бразилії, тягнеться вздовж узбережжя

Атлантичного океану. Друга така провінція розташована на протилежному березі океану, на західному узбережжі Африки (так звані гори Дракона). Обидві провінції мають ранньомезозойський вік; припускають, що вони виникли внаслідок процесів розколу колись єдиного континенту.

Припускають також, що всі південні материки спочатку утворювали один суперконтинент Гондвана; в ранньому мезозої цей суперконтинент розколовся з відокремленням Південноамериканського та Африканського континентів. Подальші розколи на рубежі крейди та палеогену призвели до відокремлення Антарктиди та Індостанського півострова. Відповідно, на протилежних берегах цих структур також виникли пари трапових асоціацій. Перша така пара утворилася в східній частині Африки поблизу узбережжя (басейн р. Лімпопо, Ефіопія, Лесото) і на узбережжі Антарктиди (трапова асоціація тут утворює пояс довжиною не менше 1600 км). Друга пара виникла в східній частині Аравійського та західній Індостанського півостровів. У північній півкулі трапи виникали переважно у внутрішніх частинах континентів. На думку Х.Раста (1982), поява трапів відображає розтягнення континентів, яке не завершилося стадією розриву.

4.6.4. Магматичні асоціації складчастих поясів

Утворені ранньодокембрійські “ядра” континентів, починаючи з пізнього докембрію, перетворюються на стабільні структури, в межах яких відкладаються осадові породи. Ці відклади вже не підлягали складчастості та регіональному метаморфізму; вони утворювали платформні чохла, які на більшій частині площі перекривали ранньодокембрійські тектонічні споруди. Так виникли давні платформи – стабільні тектонічно споруди, які складаються з кристалічного фундаменту та осадового чохла.

Починаючи з пізнього докембрію – рифею – по периферії платформ закладаються прогини, які заповнюються потужними товщами осадових і вулканічних порід. У рамках класичної геології такі прогини назвали геосинклінальними⁸⁹. З часом ці прогини підлягали складчастості і так званій інверсії – на місці прогинів утворювались гірські споруди – складчасті пояси,

⁸⁹ Геодинамічна природа тих прогинів, так само як і характер фундаменту, на якому вони закладалися, залишаються нез’ясованими. В багатьох випадках високометаморфізовані ранньодокембрійські утворення трапляються і за межами давніх платформ у складчастих поясах, тому не можна виключити, що пізньодокембрійські прогини могли закладатися на ранньодокембрійській континентальній корі. Якщо детально порівняти, то виявляється, що серед сучасних геодинамічних ситуацій немає повністю подібних до геосинклінальних, причому найбільш яскраво ці відмінності простежуються саме в характері магматичних асоціацій. Поки що не вирішено, чи відповідають геосинклінальні прогини тим чи іншим умовам у рамках плитної тектоніки і, відповідно, доводиться розглядати магматичні асоціації складчастих поясів, ґрунтуючись на традиційній термінології.

які приєднувались до давніх платформ, збільшуючи площу континентів. Актуальним є питання, на якій корі ці прогини закладались. Згідно з домінуючою тепер думкою ці прогини відповідають зонам зчленування континентальних і океанічних плит, а закладались на корі океанічного типу. Еволюцію цих прогинів вважають відображенням процесу переходу океанічної кори в континентальну. Відповідно, в складчастих поясах виділяють ймовірні релікти океанічної кори та новоутворені комплекси, пов'язані з життєдіяльністю геосинклінальних прогинів.

Ймовірні представники палеоокеанічних магматичних асоціацій на континентах

Зважаючи на приклади сучасної магматичної діяльності в океанах, геологи намагаються знайти релікти океанічних структур серед більш давніх утворень. Незаперечними представниками палеоокеанічної кори вважають *офіолітові асоціації*, які в типових випадках представляють стратифіковані комплекси, що складаються з трьох шарів. Перший шар складений потужними масивами серпентинізованих і тектонізованих ультраосновних порід – переважно гарцбургітів і дунітів, з якими асоціюють жильні тіла піроксенітів і олівінітів. Другий шар складений комплексом, в якому перешаровуються ультраосновні породи (головно ті ж гарцбургіти) та габроїди. Цей шар насичений дайками габро, які утворюють так званий комплекс паралельних дайок. Третій шар складається з толеїтових базальтів з кулястою окремістю, що свідчить про їхнє утворення у водних умовах.

Щодо механізму утворення офіолітових асоціацій існує три погляди. Згідно з першим офіоліти є типовими представниками океанічної кори. Відповідно, такі асоціації повинні виникати в серединно-океанічних хребтах під час спредінгу (розтягнення). З розходженням океанічних плит офіолітова асоціація повинна була охоплювати все більші площі, становлячи океанічну кору в межах усього океану. Іншими словами, офіолітові асоціації вважають палеоаналогами толеїтових серединно-океанічних асоціацій. Відповідно до другого погляду ультраосновні породи офіолітових асоціацій суттєво відрізняються від ультраосновних порід, пов'язаних з СОХ, за петрохімічними та за геохімічними особливостями (серед офіолітів переважають гарцбургіти, а в СОХ – лерцоліти). Припускають, що в океанах офіолітові асоціації виникають лише поблизу континентів. Найчастіше вони утворюють фундамент острівних дуг і нерідко становлять пояси безпосередньо на окраїнах континентів. На думку деяких дослідників, такі асоціації не є реліктами власне океанічної земної кори, а виникли під час її перетворення на континентальну і внаслідок утворення острівних дуг, для яких офіолітові асоціації слугували фундаментом.

Припускають, що офіолітові пояси маркували деструктивні границі літосферних плит, через що вони підлягали активним тектонічним де-

формаціям і переміщенням. У підсумку ультраосновні породи здебільшого не зберегли первинних магматичних контактів; вони інтенсивно серпентинізовані, часто зміщені по тектонічних насувах і залягають у вигляді тектонічних пластин (які назвали масиви альпінотипних гіпербазитів) серед осадових порід різного, нерідко більш пізнього віку (цьому сприяє висока пластичність порід з великим вмістом серпентину) без видимого зв'язку з тілами габроїдів і базальтів. Через це щоразу, коли трапляється масив альпінотипних гіпербазитів, виникають дискусії на тему: його залягання первинне чи вторинне, в якому віці відбувалося утворення гіпербазитів. Питання ускладнюється тим, що гіпербазитові тіла взагалі дуже рідко супроводжуються приконтактовими змінами у вмісних породах, через що відсутність таких змін на контактах не може бути доказом вторинного (тектонічного), а не первинного (інтрузивного) характеру залягання масиву. Зрештою, існує ще третій погляд, згідно з яким геосинклінальні прогини могли закладатись у місцях розриву докембрійської континентальної кори (що підтверджується знахідками ранньодокембрійських утворень серед найдавніших комплексів ряду складчастих поясів) і офіолітові асоціації позначають місця, де континентальна кора повністю розривалася.

Найліпше вивченим прикладом офіолітових асоціацій є Урал. Масиви альпінотипних гіпербазитів утворюють пояс, який простягається в меридіональному напрямі на відстань близько 2500 км. Форма масивів лінзоподібна чи шароподібна, нерідко в складі того самого масиву виділяється серія тектонічних пластин. Потужність окремих тіл – 5...6 км, вони мають смугасту будову, зумовлену перешаровуванням смуг дунітів і гарцбургітів потужністю до 1–2 м. У невеликій кількості трапляються лерцоліти. Кількість лерцолітів може змінюватися, в деяких масивах може бути сумірною з кількістю гарцбургітів, але загалом лерцоліти для цієї асоціації не характерні⁹⁰.

Нерідко перешаровування має ритмічний характер, але склад мінералів залишається однаковим у всіх членів ритмів і, як доведено останніми дослідженнями, смугаста будова таких тіл зумовлена не магматичними, а тектонічними процесами⁹¹. Дослідження мікроструктур свідчить, що породи здебільшого зберігають ознаки інтенсивних тектонічних деформацій, які почалися ще під час вкорінення масивів до їхнього остаточного застигання. Ці масиви, крім смугастих серій, містять ще тіла дунітів неправильної та штоккоподібної форми, які часто пов'язані з родовищами хроміту.

Розміри масивів можуть сягати тисячі квадратних кілометрів, а діаметр дунітових тіл становити сотні метрів. Хоча всі ці масиви розташовані в межах одного поясу, їхній вік коливається від рифейського до карбонового. Найбільш поширені масиви девонського віку. Сучасні методи ізотопних

⁹⁰ Винятком є масиви північної Африки, які належать до західної частини альпійського Середземноморсько-Гімалайського поясу; в них лерцоліти переважають над гарцбургітами.

⁹¹ У випадку первинномагматичного походження перешаровування склад мінералів повинен змінюватись у різних членах ритмів і знизу вгору по розрізу масиву.

досліджень дають змогу розрізнити вік вкорінення магматичної речовини у вмісні породи земної кори та вік відокремлення цієї речовини на глибині від мантії. Отже, незважаючи на різний час вкорінення, вік відокремлення гіпербазитового матеріалу від мантії в Уральському та інших поясах – 1500...3000 млн років.

Вище за розрізом гіпербазити поступово починають перешаровуватися габроїдами (габро, олівіновими габро, троктолітами, анортозитами, роговообманковими габро, ферогабро, рідше норитами та габроноритами). У певній кількості можуть бути наявні верліти та клінопіроксеніти. Загалом різко переважають клінопіроксеновмісні породи, в яких вверху за розрізом поступово збільшується кількість плагіоклазу. Відповідно, ультраосновні породи зникають з розрізу, а габроїди стають більш лейкократовими та однорідними.

Габроїдна складова офіолітової асоціації або габроїдний комплекс залягає на гіпербазитах і також має шарувату будову; потужність шарів може досягати перших сотень метрів, зміна порід нерідко має ритмічний чи циклічний характер. Загальна потужність габроїдного комплексу – 3...5 км. Співвідношення його з залеглими нижче гіпербазитовими масивами можуть бути різні – від поступових переходів до різко незгідних активних контактів. У багатьох відношеннях габроїдний комплекс залишається незрозумілим явищем – його шаруватість має одночасно риси тектонічного та первинно магматичного походження (зокрема, визначається за мінливістю складу породотвірних мінералів). Дуніти, які переважають у нижній частині комплексу, в одних випадках тісно пов'язані з залеглими нижче альпінотипними масивами, в інших, разом із габроїдами, мають незгідні співвідношення з цими самими масивами⁹².

Формування габроїдного комплексу супроводжувалося утворенням невеликих тіл ферогабро, діоритів, тоналітів, плагіогранітів, а також так званого комплексу паралельних дайок. Склад дайок коливається від ультраосновних порід до плагіогранітів за різкої переваги долеритів і діабазів. Потужність дайок сягає 5 м, вони звичайно орієнтовані субпаралельно і часто вкорінювались послідовно вздовж контактів дайок попередніх генерацій. У цьому разі в дайках виникають зони гарту лише з одного боку (протилежної до дайки попередньої генерації), що розглядається як найпереконливіший доказ послідовного розтягнення (спредінгу) земної кори⁹³. Співвідношення дайкового комплексу та габроїдного – не узгоджені: в одних випадках габро

⁹² Прихильники плитної тектоніки нерідко зачисляють до габроїдної складової офіолітових асоціацій великі масиви габро лише за їхніми розмірами без додаткової аргументації. Тому треба виділити головні ознаки таких комплексів – обов'язкова розшарованість, наявність дунітів, незначна кількість ортопіроксеновмісних порід.

⁹³ В офіолітовій асоціації острова Кіпр на відстані 100 км нараховано 48 000 дайок. В Омані на відстані 100 км дайки вкорінювались одна в одну без проміжків інших порід з середньою швидкістю одна дайка за 13 років. Це дає підставу розглядати дайковий комплекс як окремий третій шар офіолітової асоціації.

були деформовані до утворення дайок, в інших, навпаки, габро зрізають нижні частини дайок, а ксеноліти жильних порід містяться в супроводжуваних габро плагіогранітах.

Комплекс дайок перекривається вище комплексом ефузивів. Нерідко вдається спостерігати поступові переходи від жильних порід до вулканічних, тобто дайки слугували підвідними каналами для виливів магматичного розплаву на поверхню. Вулканіти здебільшого мають кулясту окремість, що свідчить про їхній вилив у підводних умовах. Їхній склад коливається від пікритів до ріолітів за кількісної переваги толеїтових базальтів; лужних і сублужних вулканітів тут немає⁹⁴. Потужність товщ сягає перших кілометрів, деяких шарів вулканітів – 15...20 м. Вулканіти перекриваються осадовими товщами, часто з залишками радіолярій, що свідчить про глибоководні умови їхнього утворення. Нерідко простежуються перешаровування вулканітів та осадових порід, але такі вулканогенно-осадові товщі до складу офіолітових асоціацій уже не належать.

Повертаючись до загальної характеристики офіолітових асоціацій, варто зазначити, що описана послідовність безпосередньо в розрізах спостерігається дуже рідко і значною мірою є ідеалізованою. У більшості випадків контакти між різними комплексами – тектонічні й стратиграфічні співвідношення комплексів не налагоджуються. Далеко не завжди подібні до розглянутих ультраосновні та основні плутонічні тіла супроводжуються ефузивними товщами. Водночас такі ефузивні товщі часто залягають внизу розрізів складчастих зон (геосинкліналей) і не супроводжуються відповідними плутонічними комплексами. В таких випадках залишається незрозумілим, за яких умов виникли ефузиви, чи можна їх зачислити до офіолітових асоціацій. Враховуючи те, що офіолітові асоціації є залишками океанічної кори, треба вважати, що їхній найнижчий дуніт-гарцбургітовий комплекс не повинен мати фундаменту й продовжується невідомо на яку глибину. У тих рідкісних випадках, коли залягання офіолітової асоціації вважається первинним, під гіпербазитами знаходять габроїди. Варто зазначити, що у вивченні офіолітових асоціацій залишається низка нез'ясованих питань. Одне з них – коли в історії Землі з'явилися перші офіолітові асоціації. Дехто з дослідників пропонував розглядати зеленокам'яні комплекси як докембрійські аналоги офіолітових асоціацій, але відмінності між ними дуже чіткі – повна відсутність порід з ортопіроксеном, відсутність шаруватих гіпербазит-габроїдних плутонічних комплексів і, навпаки, наявність середніх і кислих ефузивів відрізняють зеленокам'яні комплекси від офіолітових асоціацій.

⁹⁴ Внаслідок швидкого застигання в вулканітах, особливо пікритах, часто трапляються скелетні кристали олівіну та клінопіроксену, подібні до тих, які утворюють структуру спініфєкс в архейських коматітах. Верхньокрейдяні ефузиви острова Горгона у Середземному морі з такою структурою були описані в літературі як найбільш молоді в геологічній історії коматіти.

Магматичні асоціації геосинклінальних прогинів. За класичною схемою формування складчастих поясів відбувається в два етапи – геосинклінальний та орогенний, кожний з яких поділяється на ранній і пізній підетапи (цикли, стадії). Під орогенним етапом розуміють процеси гороутворення, які приходять на зміну процесам прогинання та осадонакопичення геосинклінального етапу. На всіх стадіях ці процеси супроводжуються активними магматичними проявами. Їхній характер на ранньо-, пізньогосинклінальній та ранньоорогенній стадіях доволі подібні, що дає змогу розглядати їх у складі однієї асоціації, властивої для складчастих поясів. Магматичні утворення пізньоорогенної стадії за складом суттєво відрізняються від попередніх; їхнє формування супроводжувалося перебудовою структурного плану – закладанням нової системи розломів, виникненням склепінєво-брилових піднять та утворенням між ними прогинів, виповнених відкладами так званої верхньої моласи – грубоуламковими вулканогенними, вулканогенно-теригенними породами, які накопичувалися поблизу підніжжя вулканічних гірських хребтів. Хоча ці утворення за традиційними схемами об'єднуються в один тектонічний етап із ранньоорогенними, на наш погляд, правильніше буде їх виділити як самостійну магматичну асоціацію, яку розглянемо окремо.

Магматичні утворення у всіх геосинклінальних прогинах, починаючи з рифейських і закінчуючи наймолодшими, мали приблизно однаковий характер. Вони формувались у три магматичних цикли, що відповідало ранньогосинклінальному, пізньогосинклінальному та ранньоорогенному підетапам. Під час *першого циклу* утворювались вулканічні товщі та комагматичні їм плутонічні тіла, склад яких послідовно змінювався від базальтів і габро до плагіоріолітів і плагіогранітів. Під час *другого циклу* виникали магматичні утворення, склад яких змінювався від базальтів та габро до ріолітів і гранітів. Під час *третього циклу* (ранньоорогенного підетапу) виникав такий самий набір порід, але кількісні співвідношення були зсунуті в бік поширення кислих відмін. Оскільки самі геосинклінальні прогини мали лінійну, видовжену форму, то й поширення магматичних порід мало поясовий характер. Довжина таких поясів становить сотні кілометрів. Для магматичних асоціацій геосинклінальних прогинів характерні такі особливості.

1. Широко розвинуті основні, середні та кислі породи нормальної лужності. Лужних порід взагалі немає, а сублужні трапляються дуже рідко.

2. Базальтові виливи та габроїдні масиви диференційовані дуже слабо, тому ультраосновні породи серед них трапляються рідко. Провідний мінеральний парагенезис – плагіоклаз + моноклінний піроксен \pm олівін (тобто, ці утворення належать до толейтового ізоморфного ряду). Самостійні ультраосновні масиви в геосинклінальних умовах виникають доволі рідко, але вони мають специфічний характер, тому їх треба розглядати детальніше. Ультраосновні тіла мають невеликі розміри і їх часто об'єднують в ком-

плекси або з габроїдами, або з гіпербазитами офіолітових асоціацій, що підстеляють геосинклінальні комплекси. Це самостійні утворення, головною ознакою яких є провідний мінеральний парагенезис олівін + моноклінний піроксен на відміну від офіолітових асоціацій, де переважають гіпербазити двопіроксенового складу. Зазвичай це досить невеликі шаро-, дайко- чи штокоподібні тіла пікритів або верлітів + клінопіроксенітів. Проте в деяких геосинклінальних прогинах (зокрема, на Уралі та Алясці) тіла ультраосновного складу набувають достатньо великих розмірів і діапазон коливань їхнього складу суттєво розширюється.

На Уралі ультраосновні масиви геосинклінального етапу утворюють так званий Платиноносний пояс, витягнутий в субмеридіональному напрямі паралельно до інших структур. Розміри масивів становлять десятки кілометрів по довжині, якщо ширина 10...15 км. Масиви мають концентрично-зональну будову – в центрі наявне дунітове ядро, навколо якого послідовно розташовані зони верлітів, клінопіроксенітів, роговообманкових клінопіроксенітів і горнблендитів. Зовнішні зони масивів складені габроїдами. Ці масиви виокремлюють у самостійну дуніт-піроксеніт-габрову формацію (асоціацію чи комплекс). З формаційного погляду, всі вони є представниками клінопіроксенітового ізоморфного формаційного ряду. З дунітовою складовою їх часто пов'язує платинова мінералізація.

3. Вулканічні виливи починаються в підводних, а закінчуються в наземних умовах. Паралельно зростає ступінь їхньої експлозивності, тобто з часом збільшується відносна кількість туфів та інших пірокластичних утворень.

4. Незалежно від віку магматичні породи ранньогеосинклінальних підетапів завжди більш чи менш інтенсивно змінені. Зокрема, тут поширені так звані спіліти – базальти, в яких плагіоклаз складений альбітом. Цей феномен завжди привертав увагу дослідників, але чіткого пояснення досі не отримав. Усі погоджуються з тим, що альбіт має вторинний характер, тобто він замінив первинний плагіоклаз більш основного складу. Раніше це пояснювали тим, що такі базальти виникали у підводних умовах і з плагіоклазу виносився кальцій під дією морської води. Однак із розвитком досліджень магматизму в океанах стало зрозуміло, що тут наявна величезна кількість базальтів, в яких плагіоклаз залишається незмінним.

5. Характерною рисою магматичних процесів у геосинклінальних умовах є те, що основні та кислі породи практично того самого складу утворюють в одних випадках короткі, а в інших – довгі серії. Під короткими розуміють ефузивні виливи або інтрузії, складені магматичними породами лише однієї петрографічної групи (наприклад, тільки базальтами або тільки ріолітами, тільки габро чи гранітами). Довгі серії об'єднують породи кількох петрографічних груп, які мають тісний просторовий і віковий зв'язок.

Довгі серії поділяють на неперервні та контрастні. Неперервні серії об'єднують породи різних петрографічних груп, склад яких змінюється

послідовно (наприклад, базальти, андезити, ріоліти). У цьому разі виникають всі проміжні петрографічні відміни. Залежно від того, чи належать такі утворення до натрієвої лінії (ранньогeosинклінальний підетап) чи до калієвої (пізньогeosинклінальний підетап), тут виникають габро-діорит-тоналіт-плагіогранітові або габро-діорит-гранодіорит-гранітові масиви. Будова таких тіл часто має зональний характер – від периферії до центру в них відбувається послідовна зміна від габро до гранітів. Виникнення таких неперервних петрографічних серій можна пояснити диференціацією якоїсь однієї порції магматичного розплаву. Контрастні серії об'єднують породи основного та кислого складу за майже повної відсутності проміжних різновидів середнього складу. Виділяють базальт-ріолітові товщі, габро-плагіогранітові та габро-гранітові масиви. За особливостями складу породи контрастних серій нічим не відрізняються від однойменних порід довгих неперервних і коротких серій. Контрастні серії трапляються настільки часто, що стосовно них не можна говорити про випадкове просторове суміщення різних генетичних утворень, але пояснити їх парагенезис досить важко. Відсутність проміжних відмін не дає підстав вважати їх диференціатами однієї порції розплаву. Ю.А.Кузнецов запропонував гіпотезу вертикальної міграції магматичних вогнищ у надрах Землі, припускаючи, що такі вогнища послідовно зароджуються на різних рівнях у ході одного тектоно-магматичного процесу й дають магматичні розплави різного вихідного складу. Проти такого пояснення можна висунути низку заперечень, але, так чи інакше, контрастні серії є характерною ознакою складчастих поясів (гeosинклінальних прогинів) і за їхніми межами трапляються дуже рідко.

Магматичні асоціації, пов'язані з закінченням формування складчастих поясів. Як зазначалося в попередньому розділі, після завершення складчастості в геосинклінальних прогинах і перетворення їх на складчасті пояси, вони притискаються до більш давніх стабільних структур. У традиційних схемах ці процеси назвали пізньоорогенною стадією орогенного етапу (тобто, тектонічно їх об'єднують з попереднім тектонічним режимом), але різка зміна характеру магматичних утворень, пов'язаних з цією стадією, дає змогу виділити їх в окрему магматичну асоціацію, яка виникає в умовах латерального стиснення. Такі процеси були дуже поширені наприкінці каледонського, герцинського та мезозойського етапів утворення складчастих поясів, тобто, починаючи з середнього палеозою до пізнього мезозою включно.

У каледонську епоху в девоні вздовж південної границі Євразійського палеоконтиненту на межі з океаном Палеотетису виникла система складчастих поясів, яка простягалася від Південної Монголії до Британських островів. Тут утворився ряд ареалів магматичної діяльності, де спочатку виникали ефузиви базальт-андезит-ріолітового складу, які пізніше замінювались ріоліт-трахіріолітовими виливами. Зміна складу вулканітів відбувалася не тільки

у віковому, а й у латеральному відношенні – в північному напрямі, тобто вглиб палеоконтиненту збільшувалась лужність ефузивів. Кількісно серед них переважали піроксенові та роговообманкові андезити, трахіандезити, ріодацити. Коли завершилась *герцинська епоха*, в пізньому палеозої подібний вулканізм уздовж південної границі Євразійського палеоконтиненту виявився у ще більших масштабах. Внаслідок виник вулcano-плутонічний суперпояс, який складається з серії просторово відокремлених поясів і простягається на 12 000 км від Південної Монголії через Тянь-Шань, Центральний і Південний Казахстан до Центральної Європи (тут вулканічні процеси найінтенсивніше виявилися на території Німеччини – в Саксонії, Гарці, на Північно-Німецькій низині). За складом вулканіти приблизно однакові у всіх ланках цього суперпоясу й подібні до каледонських – у всіх випадках кількісно переважають андезити та андезитобазальти до ріодацитів. У ділянках інтенсивніших проявів магматизму процеси диференціації вихідних розплавів набували більших масштабів, тому тут у підпорядкованій кількості утворювалися крайні диференціати – базальти та ріоліти. Так само, як і для каледонських вулканітів, у герцинську епоху простежувались підвищення лужності (особливо вмісту калію) в ефузивах у північному напрямі, тобто вглиб континенту.

Вулканіти в багатьох випадках супроводжувалися комагматичними їм інтрузивними тілами середнього та кислого складу (зокрема тут доволі поширені масиви гранітів карбонового та крейдяного віку). З завершенням *мезозойської епохи* утворення складчастих поясів було зумовлене виникненням потужних вулканічних (вулcano-плутонічних) поясів уздовж східної границі Євразійського континенту з Тихим океаном. Зокрема, тут виник Охотсько-Чукотський пояс протяжністю 3 000 км від Чукотського півострова на півночі до Удської губи на півдні. За даними [Магматические горные породы. Кислые и средние породы. – М., 1987], його сумарна площа становить 500 000 км², а загальний об'єм вулканічного матеріалу перевищує 1 млн км³.

На південь від Охотсько-Чукотського поясу вздовж узбережжя Японського моря простягається подібний на нього Східно-Сіхоте-Алінський пояс. В обох випадках головний об'єм асоціацій становлять вулканіти середнього та кислого складу – андезити роговообманкові та двопіроксенові, дацити та ріоліти. За більш глибокої диференціації вихідних розплавів з'являються андезитобазальти. В невеликій кількості трапляються основні та середні вулканіти сублужного ряду, які утворюють шошоніт-латитові серії, подібні до островодужних умов. Поширені продукти експлозивної діяльності – туфи та ігнімбрити. Вулканіти супроводжуються інтрузивними тілами, серед яких переважають багатофазні діорит (монзоніт) – гранодіоритові (кварцосієнітові) масиви розміром до кількох тисяч кілометрів квадратних. Вони складені серією порід від габро та габро-діоритів через діорити та монзоніти

до гранодіоритів і кварцових сієнітів. Для цих масивів характерна велика кількість породних відмін, зумовлена постійними коливаннями кількості дугів, внаслідок чого виникла низка порід нормального та сублужного ряду, пов'язаних поступовими переходами. Магматичні процеси закінчувалися утворенням масивів гранітів, лейкогранітів і аляскітів досить невеликих розмірів. Усі ці асоціації можна зачислити до розглянутого вище I-типу; вони представлені формаціями мафічно-салічної родини.

Геологічні умови завершення життєдіяльності складчастих поясів і пов'язані з цим магматичні асоціації дуже подібні до умов та магматичних утворень активних окраїн континентів "андійського типу", про що наголошують усі дослідники. Різниця полягає в тому, що в першому випадку виникненню асоціацій I-типу безпосередньо передувало утворення нової континентальної кори (складчасті пояси), а в другому – асоціації такого самого типу утворювались на більш давній, вже сформованій континентальній корі.

4.6.5. Асоціації областей активізації

До режиму активізації зачислятимемо всі прояви внутрішньоконтинентального магматизму, які спостерігали після завершення життєдіяльності складчастих

поясів. Такий поділ умовний, оскільки в багатьох випадках внутрішньоконтинентальні магматичні утворення виявляються дуже подібними за складом (чи взагалі однотипними) до асоціацій, розвинутих у складчастих поясах або в крайових частинах континентів. Наприклад, до них можна зарахувати розглянуті вище трапові асоціації, які поширені в центральній частині (у північній півкулі) і на периферії (у південній півкулі).

Внутрішньоконтинентальні магматичні асоціації можна поділити на дві групи – асоціації зон стиснення та розтягнення.

Магматичні асоціації зон стиснення. Умови стиснення на великих площах у межах континентів виникали принаймні в трьох випадках: 1) після закінчення формування окремих великих частин фундаменту давніх платформ (геоблоків) вони притискалися одна до одної, утворюючи єдине ціле – фундамент платформи; 2) після закінчення життєдіяльності геосинклінальних прогинів відбувається зміна здебільшого вертикальних тектонічних рухів на горизонтальні⁹⁵, внаслідок чого складчастий пояс притискається, приєднується до більш давніх платформно-континентальних споруд; 3) на межі двох континентів, якщо вони стискаються між собою, утворюючи новий суперконтинент. Асоціації, які виникають під час формування фундаменту давніх платформ та після закінчення життєдіяльності геосинкліналь-

⁹⁵ На кожному тектонічному етапі діють одночасно горизонтальний і вертикальний вектори тектонічних напружень, тому можна говорити лише про перевагу певного з них.

них прогинів, були розглянуті раніше (асоціації І-типу). В обох випадках виникають вулканоплутонічні пояси з провідною роллю мафічно-салічних формацій, які фактично з'єднують тектонічні структури (геоблоки, складчасті пояси і платформи) між собою.

Магматичні асоціації, які виникають під час стиснення (колізії) континентальних структур, також дуже подібні до розглянутих. Найтипівішим прикладом зон зіткнення та колізії континентів вважають Альпійсько-Гімалайський пояс, який простягається від Атлантичного океану через Середземне море, Турцію, Кавказ, Іран до Гімалаїв та Тихого океану і відповідає в західній частині межі Євразійського та Африканського континентів, а в східній – межі Євразійського континенту (точніше, Сибірської та Китайської платформ, які тоді утворювали один континент зі Східноєвропейською платформою) та Аравійською й Індійською плитами (що є реліктами Індо-Австралійського континенту і внаслідок процесів колізії також ввійшли до складу Євразійського “суперконтиненту”).

У межах Альпійсько-Гімалайського тектонічного поясу відома серія вулканічних поясів довжиною 200...300 км. Кожний з цих поясів утворювався незалежно від інших, але склад магматичних продуктів у всіх випадках був приблизно однаковим – спочатку утворювались андезит-дацит-ріолітові вулканічні серії, які могли супроводжуватись невеликою кількістю базальтів, а пізніше шошоніт-латитові серії, які в багатьох випадках завершувались ріолітами.

Вулканічні процеси в різних ділянках Альпійсько-Гімалайського поясу почалися приблизно 10,5 млн років тому і подекуди продовжуються й сьогодні (острови Ліпарі, Вулкано, Стромболі в Середземному морі поблизу Італії). Найбільш нищівна природна катастрофа в історії людства – вибух вулкану Санторін в Егейському морі приблизно 3500 років тому. Цей вибух, як і інші молоді прояви вулканізму в цьому регіоні, був пов'язаний саме з цим тектонічним етапом. Цікавою особливістю Гімалайської ланки Альпійсько-Гімалайського поясу є розвиток одночасних із процесами колізії масивів двослюдяних, рідше біотитових гранітів S-типу з гранатом, турмаліном, апатитом, а також супутніх їм мусковітових пегматитів. Ці масиви не мають генетичного зв'язку з вулканітами, але розглядають як зумовлені тими самими процесами колізії.

У докембрійських асоціаціях, на відміну від молодих, кількісно переважають інтрузивні тіла, але, можливо, це пояснюється недостатньою глибиною ерозійного зрізу молодих утворень Альпійсько-Гімалайського поясу.

За багатьма ознаками асоціації континентальних зон стиснення мають певну подібність до магматичних утворень так званих зрілих острівних дуг, які виникають у зонах переходу океан-континент. Від них вони відрізняються більшою кількістю середніх, кислих і сублужних відмін. Як вже зазначалось, мафічно-салічні формації континентів мають певну подібність до вапнис-

то-лужних формацій острівних дуг, а також деяких розсіяних елементів – стронцію, барію та ін. Порівняно з вулканітами геосинклінальних етапів розглянуті відрізняються меншою кількістю заліза, магнію, більшою кількістю лутів і глинозему [Магматические горные породы. Кислые и средние породы. – М., 1987].

Магматичні асоціації зон розтягання. Умови розтягання в земній корі виникають у різних випадках. Коли тектонічні напруження, пов'язані з розтяганням, достатньо інтенсивні, утворюються рифтові структури. Рифти складаються з двох паралельних систем розломів, між якими розташовані западини (грабені) просідання. Довжина окремих рифтових структур коливається від сотень до тисяч кілометрів, якщо ширина від 20...30 до 200...400 км. Рифти можуть утворюватись в океанах, на континентах і між їхніми "уламками". Океанічні рифти виникають в осьових частинах серединно-океанічних хребтів, найвідомішим прикладом континентальних рифтів є Східноафриканська рифтова система, а прикладом рифтів останнього типу, що утворилися між „уламками“ континентів, – рифт Червоного моря. Східноафриканська система з'єднується з рифтом Червоного моря і разом із ним утворює суперсистему загальною довжиною близько 6 000 км. Утворення рифтів почалося приблизно 50 млн років тому. Прикладом давніх рифтів є Західноєвропейська рифтова система, яка простягається від Німеччини до Скандинавії; утворення цієї системи почалося наприкінці карбонового-на початку пермського часу.

Прикладом сучасної рифтової системи, яка активно розвивається⁹⁶, є Байкало-Монгольська, з життєдіяльністю якої було пов'язане утворення найглибшого на Землі озера Байкал. Отже, вік утворення рифтових систем може бути різним; вони можуть перетинати різновікові геологічні комплекси, які належать до різних тектонічних структур. Утворення всіх рифтів супроводжувалося проявами активних магматичних процесів. У межах океанів з рифтами були пов'язані виливи базальтів толейтової серії; в межах континентів з рифтами виникають базальтоїдні асоціації підвищеної лужності.

Процеси формування рифтових систем у всіх випадках починаються з тріщинних виливів сублужних базальтів, які утворюють просторово роз'єднані численні вулканічні поля. Ареал – загальна площа, на якій відбуваються такі виливи – наприклад, для Байкало-Монгольської системи становить 7 млн км². Ці виливи зачисляють до так званої передрифтової стадії. Пізніше відбувається закладання розломів, які обмежують рифтову

⁹⁶ Геофізичні дані, локалізація осередків землетрусів, спостереження над неотектонічними формами рельєфу засвідчують, що тектонічна активність у межах Байкальської ланки цієї системи неухильно посувається в північно-східному напрямі вздовж простягання системи, охоплюючи нові райони. Недавній вік вулканічних проявів, пов'язаних з життєдіяльністю рифту, підтверджується знахідками Ф.М.Ступака невідомих раніше гейзерів.

систему, і між цими розломами виникають депресії. Площа, зайнята вулканічною діяльністю, скорочується, ефузивний магматизм проявляється лише в межах рифтової системи, тріщинні виливи замінюються на центральні, виникають кільцеві вулканічні структури. Одночасно збільшується різноманітність складу вулканітів. В усіх рифтах на цій стадії утворюються олівінові й безолівінові трахібазальти та в підпорядкованій кількості трахіти – ефузиви середнього складу лужного ряду. Майже у всіх рифтах, за певними винятками, трахібазальти супроводжуються лужними ультраосновними вулканітами – ультраосновними фойдітами (нефелінітами, лейцититами), мелілітитами та лужними пікритами, а також лужними та сублужними кислими ефузивами-пантелеритами, комендітами, трахіріолітами. Характерна особливість лужного вулканізму – велика кількість газів, що зумовлює численні вибухові явища, трубки та лійки вибуху, перевагу туфів над лавами. Простежується багаторазове повторення контрастних вулканічних серій, наприклад, нефелініт-трахітової або базальт-трахіріолітової. У наймолодшому Байкало-Монгольському рифті кислих вулканітів немає – не виключено, що вони там ще не встигли утворитися.

Плутонічні породи рифтових асоціацій представлені переважно лужними відмінами середнього складу – лужними сієнітами, фельдшпатоїдними сієнітами (фояїтами, маріуполітами), рідше трапляються лужні граніти та монзоніти. В Південній Африці поширені лужно-ультраосновні комплекси, в складі яких беруть участь олівініти, кліношпроксеніти, мельтейгіти, ййоліти, уртити, нефелінові сієніти, карбонатити. Карбонатити трапляються також в ефузивній формі.

Цікавою особливістю деяких рифтових систем є те, що в різних структурах одночасно могли утворюватись вулканіти калієвого та натрієвого ряду, відповідно, з лейцитом або нефеліном. Особливістю рифтового магматизму більшість дослідників вважають вікове зміщення процесів у просторі, тобто їхню латеральну міграцію з часом⁹⁷.

З погляду механізму утворення рифтових систем найбільш показовою є система Східноафриканських рифтів, де різні структури перебувають на різних стадіях формування. Закладання рифту супроводжується розтягненням і, відповідно, зменшенням потужності земної кори, а пізніше її розривом. Наприклад, в Ефіопському рифті величина розсування становить 20...40 км і потужність земної кори зменшена в 1,5 рази порівняно з сусідніми територіями. Пізніше в центральній частині рифту виникає так звана осьова зона, з якою пов'язані додатні гравітаційні аномалії. Вони відповідають насамперед потужним магматичним тілам. У разі подальшого розтягання

⁹⁷ З накопиченням радіологічних даних прикладів латеральної міграції магматичних процесів стає все більше; можна припускати, що вікове зміщення є невід'ємною рисою всіх магматичних процесів, які охоплювали великі площі.

й розсування континентальної кори частини континенту розходяться і між ними починає формуватись нова океанічна кора. У цьому разі осьова зона колишнього континентального рифту вже виступає як океанічний рифт (для цього випадку запропоновано термін “рифт у рифті”). Паралельно зі зменшенням потужності континентальної кори лужність вулканітів зменшується і на стадії, коли виникає океанічний рифт, починаються виливи типових океанічних толеїтових базальтів, більш пізніх стосовно всіх лужних і сублужних вулканітів континентальної стадії. Прикладом цього процесу є Червоне море, в південній частині якого вже відбувається формування океанічної кори, а в північній ще продовжується розтягання континентальної. Завдяки виливів базальтів підводний рифт перетворюється на серединно-океанічний хребет і так утворюється молодий океан. Такою структурою є Аденська затока, яка також зчленовується з Африканським і Червономорським рифтами. Разом вони утворюють дуже характерне для рифтових систем потрійне зчленування.

У багатьох випадках у зонах стиснення на заключних етапах виникають локальні умови розтягання, що в крайньому випадку може призводити до утворення невеликих рифтових структур. Це явище називають релаксацією, ймовірно, воно пов'язане з тим, що попереднє стиснення мало “надлишковий” характер і масам гірських порід, для того, щоби набути стану гравітаційної рівноваги, треба “зняти” це надлишкове стиснення. Якщо процеси релаксації не зайшли надто далеко, то в осьових частинах зон стиснення виникають накладені депресії, з'являються сублужний базальтоїдний вулканізм і лужно-габроїдні інтрузії. Прикладом дії цього механізму може слугувати Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс, до осьової частини якого приурочені дві накладені западини і в межах та поблизу якого доволі широко виявлені магматити основного складу підвищеної лужності. З віддаленням від поясу вони зникають. За найбільш інтенсивних проявів релаксації з'являються лужні асоціації, прикладом яких є вулкан Везувій у Середземноморській ланці Середземноморсько-Гімалайського поясу міжконтинентальної колізії. Тут виливалися лужні ультракалієві базальти, які розділяють як окрему Римську лужну вулканічну провінцію. В межах того самого поясу в подібних умовах виникли лужні вулканіти в Анатолії (Турція).

У багатьох стабільних регіонах відомі масиви лужно-ультраосновного складу, пов'язані з розломами глибокого залягання. Можна доволі впевнено припускати, що вони також виникали в умовах розтягання і рифтові системи тут не з'явилися тому, що такі розломи не мали двох субпаралельних систем, які потрібні для виникнення рифту. Прикладом асоціацій такого типу на Українському щиті є так званий чернігівський комплекс Західного Приазов'я.

Порівняння магматичних асоціацій, які виникають в умовах розтягання, дає змогу розташувати їх в послідовний ряд: толеїтові асоціації серединно-

океанічних хребтів – трапові асоціації – асоціації рифтових зон. Як зазначалося в попередньому розділі, серед трапових асоціацій виділяються відміни з різним рівнем лужності. Найменш лужні серед них за властивостями наближаються до океанічних асоціацій, а найбільш лужні – до рифтових. Тому в деяких регіонах, наприклад, на південному сході Африки та на заході Індії, де розвинуті толеїтові та лужні базальти, розрізнити прояви трапового та рифтового магматизму однозначно не вдається.

Магматичні асоціації областей склепінево-брилової активізації (магматичні асоціації діва). Крім асоціацій, виникнення яких було чітко пов'язане з розвитком певних структурних елементів, у різних регіонах відомі прояви так званих внутрішньоплитних (intraplate) магматичних процесів, які відбувалися з більшим чи меншим віковим проміжком після тектонічної стабілізації цих регіонів. У більшості випадків виникнення магматичних утворень супроводжувалося ростом склепіневих піднять або, навпаки, закладанням систем грабенів. Ці процеси часто об'єднують терміном “автономна активізація”. В усіх цих випадках виникають вулканоплутонічні пояси, в межах яких кількісно переважають гранітоїди підвищеної лужності до власне лужних порід кислого складу.

Характерна морфологічна особливість асоціацій цього типу – широкий розвиток магматичних тіл, пов'язаних із розломами кільцевої або конічної форми. Здебільшого в межах таких поясів усталюється послідовна зміна радіологічного віку в тому чи іншому напрямі, а сам процес утворення поясу охоплює значний проміжок часу. Структурне положення таких поясів виявляється незалежним від більш давніх тектонічних споруд, тобто такі пояси незгідно “накладені” на товщі, що їх вміщують. Найпоширеніше припущення, що виникнення поясів автономної активізації зумовлене переміщенням континентальної літосферної плити над нерухомою “гарячою точкою” – місцем підйому інтенсивного теплового потоку з глибин мантії. Такий потік повинен проплавити літосферу й спричинити в ній періодичну появу магматичних розплавів. Послідовна зміна радіологічного віку магматичних проявів відображає напрям і швидкість руху плити стосовно гарячої точки.

Характерним прикладом структур автономної активізації вважають субмеридіональний пояс так званих молодих гранітів у північній частині Нігерії в Північно-Західній Африці. Пояс простягається на відстань близько 1200 км, вік гранітів у південному напрямі змінюється від середньопалеозойського до юрського, тоді як утворення, що їх містять, мають докембрійський вік. Вважають, що виникнення цього поясу було пов'язане з рухом Африканського континенту над гарячою точкою в північному напрямі (це добре узгоджується з розглянутими вище даними про умови стиснення між Африканським і Європейським континентами). Магматична діяльність у межах

поясу почалася з вивержень ріолітів і комендитів (лужних кислих ефузивів) центрального типу, які пізніше змінилися на виверження вздовж кільцевих розломів, що виникали по периферії кальдероподібних тектонічних блоків, які просідали. Виверження ефузивів супроводжувалось утворенням інтрузій. На прикладі одного з масивів К. Джекобсон описав таку послідовність: конічні інтрузії та кільцеві дайки дрібнозернистих граніт-порфірів з арфведсонітом і фаялітом → біотитових флюоритовмісних лейкогранітів, які супроводжувалися грейзенами з топазом та каситеритом → рибекітових лейкогранітів → арфведсоніт-егіринових лейкогранітів → альбіт-рибекітових гранітів. Загальна кількість магматичних порід тут оцінюється площею 6700 км²; серед них переважають біотитові лейкограніти (приблизно 55%), ріоліти становлять близько 20%, а рибекітові граніти понад 10%.

Другим характерним прикладом вважають вулcano-плутонічний пояс Уайт-Маунтінс у штаті Нью-Гемпшир у східній частині Північноамериканського континенту. Пояс простежується в північно-західному напрямі на відстань не менше 250 км і перетинає під кутом каледонські складчасті структури. Вулканічна складова поясу представлена ріолітами, в меншій кількості базальтами, андезитами та трахітами. Інтрузивні породи кількісно переважають над вулканічними. Серед них найбільше поширені граніти (78%) та сієніти (20%). Граніти представлені біотитовими, рідше рибекітовими та гастингситовими відмінами. В незначній кількості трапляються габро, діорити, кварцові монцоніти. Пояс формувался в юрський і крейдяний час приблизно протягом 100 млн років (від 216 до 110 млн років), окремі магматичні епізоди (вкорінення тих чи інших масивів) охоплювали в середньому проміжки часу близько 10 млн років. На відміну від поясу в Нігерії, тут не визначено послідовного зміщення в просторі віку магматичних процесів. За схемою, поданою авторами, які його вивчали (К. Фоланд, А. Куїн, В. Гілеті., 1971), найбільш ранні магматичні утворення виникли в центральній частині поясу, а в південно-східному та північно-західному напрямках їхній вік зменшується. Це дало змогу С.Тейлору висловити припущення, що під час утворення поясу Північноамериканський континент не переміщувався стосовно гарячої точки.

Найбільш потужні й, відповідно, найскладніші процеси, які можна зачислити до автономної активізації, виявились в палеозойській і мезозойській час у Східній Азії. У підсумку величезна територія від широтного відрізка р. Лени на півночі – до Південного Гобі на півдні та від озера Байкал на заході – до Тихого океану на сході стала ареною інтенсивного гороутворення та магматичних проявів. Різні частини цієї території належать до тектонічних споруд різного віку – фундаменту докембрійських платформ, складчастих поясів каледонського та герцинського етапів, однак накладені на них магматичні процеси всюди мали однаковий характер і однакову послідовність. Віковий проміжок між процесами завершення формування

тектонічної будови певного регіону та початком нового магматичного етапу коливався від понад 1,5 мільярда років – для докембрійських областей, практично до нуля – для мезозойських складчастих споруд. Для мезозойських складчастих споруд магмоутворювальні процеси більшість дослідників зачисляють до орогенного етапу, але, розглянувши усю цю територію, можна дійти висновку, що процеси магматизму тут підкорялись певним загальним закономірностям, які змушують сприймати її як цілісну суперструктуру.

Найбільш ранні магматичні утворення, які повсюдно проявились на всій цій території незалежно від віку та характеру попередніх тектонічних структур, представлені масивами діоритів і гранодіоритів або монцонітів та сіенітів. Ці дві відміни відрізняються між собою лише незначними коливаннями кількості лугів та, відповідно, кварцу й калієвого польового шпату і взаємозамінюються в різних ділянках. У різних регіонах їх виділяють у самостійні комплекси під місцевими назвами; вік масивів послідовно зменшується в східному напрямі від пізньопалеозойського до пізньомезозойського, але в приграничних частинах таких регіонів геологічні спостереження завжди свідчать про одноетапність і “латеральну” взаємозамінність таких комплексів.

Отже, вся територія від р. Лени до Південного Гобі і від Байкалу до Тихого океану становить один величезний ареал діорит-гранодіоритового магматизму, прояви якого у всіх випадках займають однакове геологічне положення (у всіх без винятку регіонах це були найбільш ранні магматичні утворення після завершення геосинклінального етапу складчастих поясів або етапу стабілізації докембрійських платформ). Вкорінення цих масивів пояснювалося активізацією рухів по розломах різного напрямку та різного віку утворення і, відповідно, активізацією різних тектонічних блоків (брил). Іншими словами, процеси активізації на першій стадії мали бриловий характер.

На другій стадії виник ряд субширотних плутонічних поясів довжиною близько 2000 км кожний, складених масивами лужно-сієнітового, гранітового або лужно-гранітового складу, розділених між собою амагматичними областями такої самої поясової форми. Вкорінення цих масивів було тісно пов'язане з виникненням і ростом склепінєвих піднять лінійної форми (кожному такому підняттю відповідає ареал масивів тієї чи іншої петрографічної групи). Вік утворення масивів кожної групи також послідовно зменшується в східному напрямі. В розташуванні плутонічних поясів різного складу простежується певна закономірність. Вздовж північної та південної границь ареалу розташовані два пояси (Байкало-Учурський і Південно-Гобійський), складені висококалійовими лужними сієнітами, яких немає у внутрішніх частинах ареалу. Ближче до його осьової зони розташовуються пояси гранітового, а ще ближче – лужно-гранітоїдного магматизму. За складом ці граніти досить подібні до розглянутих на прикладі Нігерії.

Більш пізня третя стадія була пов'язана з руйнуванням склепіневих піднять, закладанням серії западин, заповнених теригенно-вугленосними або теригенно-вулканогенними відкладами. З проявами вулканізму були пов'язані численні пояси дайок і малих інтрузій дуже строкатого складу, серед яких переважали породи середнього складу (діорит-порфірити, різні лампрофіри) та граніт-порфіри. Характерно, що розміри тіл поступово зростають до осьової частини ареалу, яка відповідає зоні так званого Монголо-Охотського розлому, і в її межах малі тіла замінюються на масиви доволі значних розмірів. Вік утворення цієї групи також зменшується в східному напрямі.

Різниця радіологічного віку в східній і західній частинах дає змогу визначити швидкість зміщення магматичних процесів у просторі. Вона для всіх груп виявилася однаковою – приблизно 1 см/рік. Загалом магматичні процеси тут відбувалися протягом не менше, ніж 200 млн років, час утворення кожного окремо взятого масиву становив кілька десятків мільйонів років. У різних частинах ареалу одночасно відбувалися різноманітні процеси – тоді як у східній частині утворювалися діорит-гранодіоритові інтрузії першої стадії, в західній вже відбувалося утворення тіл останньої стадії. Ці процеси можна наочно зобразити у вигляді моделі хвиль, які доганяють одна одну.

Розглядаючи умови прояву процесів активізації на певній території, дослідники звичайно доходять висновку, що поява діорит-гранодіоритових масивів першої стадії була зумовлена режимом стиснення, а масивів підвищеної лужності – умовами розтягнення, тобто рифтогенним режимом. Рифтогенний режим можна зачислити лише до окремих структур третьої стадії, в яких виникали лужні та сублужні базальтоїдні серії. Геодинамічні умови утворення склепіневих піднять другої стадії залишаються нез'ясованими, але процеси активізації на всій цій території були тісно пов'язані з комбінацією умов стиснення та розтягання. Розглянуті структури активізації, враховуючи склепіневі підняття, западини між ними та різноманітні магматичні утворення відрізняються від усіх інших тектонічних структур суттєвими особливостями. Зокрема, у всіх інших випадках геологічні процеси здебільшого починаються з накопичення стратифікованих (осадових чи вулканічних) товщ, а інтрузивні утворення з'являються на кінцевих стадіях, і не відіграють вирішальної ролі у разі виділення тектонічних етапів і поділі їх на стадії. В розглянутому випадку все відбувається навпаки – першими з'являються інтрузивні утворення, а стратифіковані виникають лише наприкінці процесу і не відіграють вирішальної ролі у разі виділення стадій і тектонічних структур.

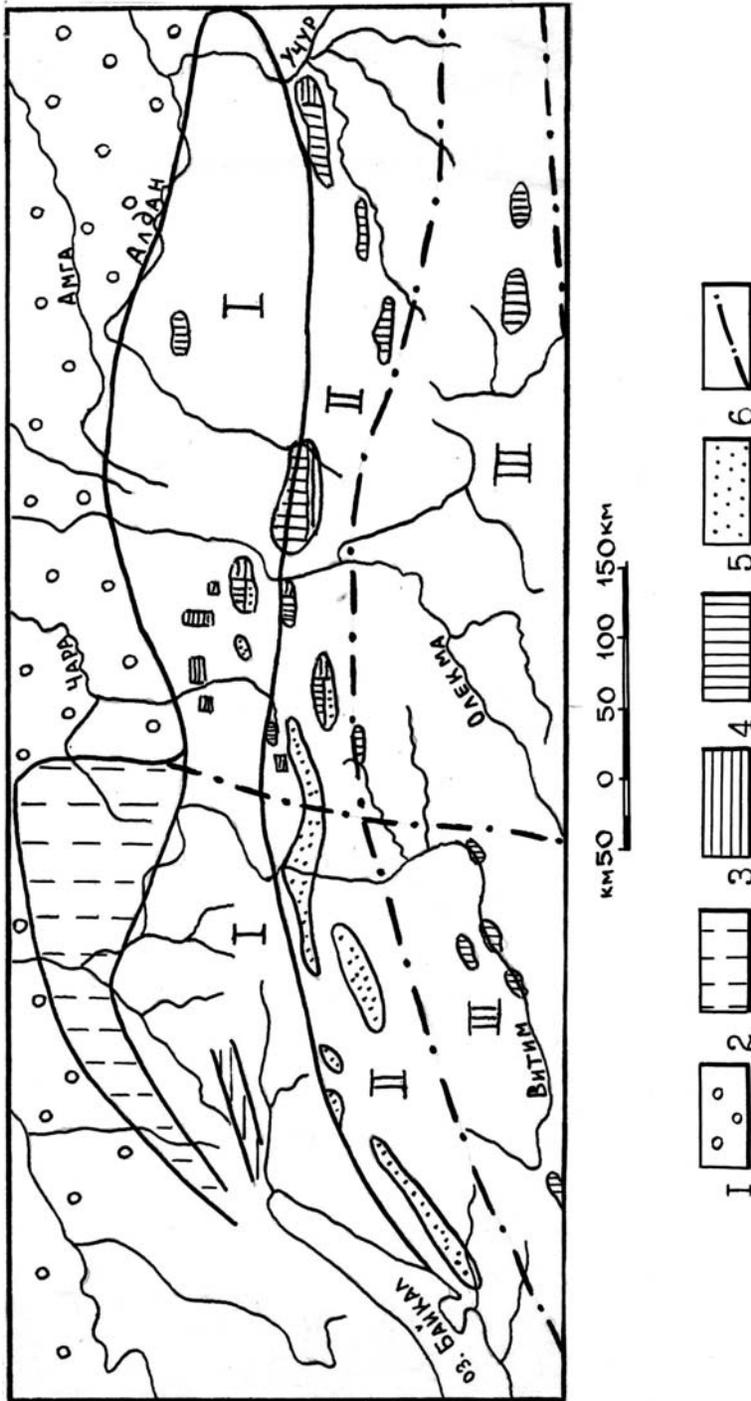


Рис. 4.6.4. Структури двіа в південній частині Східного Сибіру:

1 – області поширення чохла Східно-Сибірської платформи; 2 – фундамент платформи, не захоплений процесами активізації; 3–5 – западини, вивопнені пізньодевонськими–кембрійськими осадовими (3), мезозойськими осадовими та осадовими вулканогенними (4), четвертинними (5) відкладами; 6 – трансрегіональні розломи.

Структури двіа: I – Байкало-Учурське склепінне підняття – область розвитку діорит-гранодіоритових і лужно-сієнітових масивів; II – Барузино-Пристанова зона розвитку лише діорит-гранодіоритових масивів; III – Селенгіно-Станове склепінне підняття – область розвитку діорит-гранодіоритових та гранітових масивів

Враховуючи специфіку подібних областей активізації, китайський вчений Чень-Го-Да запропонував зачислити їх до самостійного класу структур, які він назвав структурами “діва” (рис. 4.6.4). Найбільш імовірно пояснення виникнення цих структур у Східній Азії – процеси колізії у зоні зчленування північно-східної, “сибірської” та південно-східної “китайської” частин Євразійського суперконтиненту. Вважають, що в мезозої вони були розділені досить вузькою морською затокою – відгалуженням Тихого океану вздовж Монголо-Охотської зони розломів. Геотектонічно цю структуру можна порівняти з сучасним Середземним морем. Процеси колізії почалися в західній частині ділянки зчленування двох плит і поступово зміщувалися в східному напрямі. Це супроводжувалось закриттям затоки і активізацією магматичної діяльності в прилеглих до зони зчленування частинах плит. Чимало магматичних проявів у межах континентів поки що важко прив’язати до якихось певних геодинамічних ситуацій. Серед них розглянемо лише дві найбільш специфічні – асоціацію розшарованих масивів і лампроїт-кімберлітову.

4.6.6. Асоціації нез’ясованого геологічного положення

Розшаровані або псевдостратифіковані масиви можуть складатися з основних і ультраосновних порід нормальної лужності, з габроїдів і сієнітів або ж тільки сієнітів. Найпоширеніші габроїдні масиви

нормальної лужності. Вони трапляються в найрізноманітніших тектонічних регіонах. Традиційно вважають, що такі масиви виникали в умовах стабільного тектонічного режиму після закінчення активних тектонічних рухів на платформах чи в складчастих поясах. Є багато прикладів, коли сингенетичні порушення шаруватості свідчать про формування таких масивів в активних тектонічних умовах, і не менше прикладів, коли масиви, які утворювались в спокійних тектонічних умовах, не підлягали розшаруванню. Для розшарованих масивів характерні лополітоподібні форми, їхні розміри коливаються від десятків до сотень і тисяч квадратних кілометрів.

Масиви розташовано поодинокі і цілими групами, утворюючи так звані провінції однотипних масивів. Часом з ними генетично пов’язані численні дайки габроїдів і ультраосновних порід різного складу (характерні відміни – шрісгейміти та кортландити), які утворюють дайкові пояси. Такі пояси можуть траплятися і на великій відстані від масивів без видимого просторового та структурного зв’язку з ними.

У межах Українського щита розшаровані габроїдні масиви, складені габроноритами, троктолітами, анортозитами, відомі в межах Волинського району (Юрівський, Силезівський). На відміну від інших регіонів, їхнє структурне положення визначається доволі чітко. Всі такі масиви тяжіють до тектонічних обмежень Воронезько-Українського геоблоку й утворюють

окремі групи (провінції, ареали), які простежуються вздовж цих границь від Волині до Ростовського блоку (найбільше досліджена і, відповідно, описана в літературі група масивів мамонського комплексу в північно-східній частині Воронезького кристалічного масиву). Отож, поширення розщарованих масивів у цьому регіоні збігається з розповсюдженням асоціацій І-типу, які вони проривають. Залишається незрозумілим, на якому тектонічному етапі і в яких геодинамічних умовах вони виникли.

Лампроїт-кімберлітова асоціація поширена на давніх платформ, але вік їхнього утворення може коливатись у широких межах, тому їх зачисляють до асоціацій нез'ясованого тектонічного положення.

У сучасних працях кімберліти пов'язують з віддаленим впливом рифтових структур. За [А.О. Фролов, А.В. Лапін, О. В. Толстов, 2005] у межах самих рифтових систем локалізуються лужно-ультраосновні формації з карбонатитами, над рифтами виникають слюдяні кімберліти (кімпікрити), а ще далі – власне кімберліти.

Післямова



Петрологія сьогодні — це галузь геології, яка розвивається особливо інтенсивно, тому написати підручник з петрології складно, оскільки неможливо врахувати нові фактичні дані, які постійно з'являються у всьому світі.

Розробка систематики природних тіл (явищ) є пізнавальним процесом, який дає змогу виявити нові, не відомі раніше закономірності (здатність нового методу, гіпотези чи систематики виявляти нові закономірності називають *евристичністю*⁹⁸). Одним з критеріїв перевірки обґрунтованості нової гіпотези чи систематики⁹⁹ є відповідність її загальнонауковим закономірностям, значення яких виходить далеко за межі окремо взятої наукової галузі.

У навколишній природі поширені явища, які описує так званий *закон гомологічних рядів*. Цей закон сформулював видатний біолог Микола Іванович Вавілов, який писав: „Близькі за генезисом види характеризуються паралельними тотожними рядами ознак, що ближчі ці види між собою за генезисом, то більша тотожність рядів їхніх ознак”. Вавілов довів тотожність ознак на прикладі різних сільськогосподарських рослин. Наприклад, рід пшениці поділяється на три генетичні групи. Кожна група представлена різновидами сортів, які відрізняються між собою низкою ознак, причому всі ці відміни повторюються в кожній групі. Далі він порівняв ознаки пшениці та жита і показав тотожність таких ознак. Зрештою, Вавілов порівнював різні роди однієї родини, наприклад, кавуни та огірки. Виявилось, що в кожному з тих родів є сорти, які відрізняються між собою за формою (кулеподібною, сплюснутою, видовженою), характером забарвлення (забарвлені однорідно, смугасті, плямисті) та іншими ознаками, причому такі ознаки виявляються однотипними для кавунів і огірків.

⁹⁸ Від слова „еврика”, яке, за легендою, вигукнув Архімед, коли винайшов свій закон.

⁹⁹ Фактично, будь-яка систематика також є гіпотезою.

Вавілов вважав, що подальші дослідження явища гомології допоможуть провести аналогію з системами хімії та кристалографії. Інший видатний біолог Ю.А.Урманцев довів, що *виникнення гомологічних рядів є загальним законом структуризації навколишньої природи, який виявляється для живих і неживих природних об'єктів*. Незважаючи на це, загальноприйнятого формулювання закону гомології досі не існує. Його можна сформулювати так: „Подібні за будовою природні тіла в багатьох випадках можуть бути розташовані в систематизаційному відношенні в ряди, які відповідають поступовій зміні їхніх властивостей. Такі систематизаційні ряди називають *гомологічними*. Зазвичай члени одного гомологічного ряду мають подібний генезис”. Група гомологічних рядів може утворювати систему, в якій кожному члену одного гомологічного ряду за тими чи іншими ознаками можуть відповідати певні члени інших гомологічних рядів. Це явище називають *гомоморфізмом* гомологічних рядів.

Співвідношення понять гомологічності та гомоморфізму найпростіше можна пояснити математичними символами. Маємо два гомологічних ряди: перший ряд — $[a + x] - [a + 2x] - [a + 3x] \dots$, другий ряд — $[b + y] - [b + 2y] - [b + 3y] \dots$. Кожний наступний член кожного з цих рядів може бути виведений з попереднього шляхом додавання самої величини (x у першому та y у другому ряді). Тобто, члени кожного з тих рядів гомологічні між собою. Водночас обидва ці ряди можуть бути виведені один з одного шляхом однакових у всіх випадках перетворень (у цьому разі заміни a на b та x на y) кожного з членів ряду. Це дає змогу говорити про гомоморфність тих рядів, або, іншими словами, паралелізм у зміні їхніх ознак (властивостей членів ряду).

Найважливішим наслідком виділення гомологічних рядів і визначення їхньої гомоморфності є можливість передбачати існування в природі тих чи інших об'єктів з певними заздалегідь відомими ознаками, які аналогічні до відомих вже об'єктів інших гомологічних рядів. Зокрема, М. Вавілову вдалося передбачити існування в природі нових сортів сільськогосподарських рослин, які згодом і були винайдені. Закон гомологічних рядів дає змогу значно ліпше систематизувати природні об'єкти; можна думати, що в майбутньому систематика у всіх галузях природознавства буде ґрунтуватись на цьому законі.

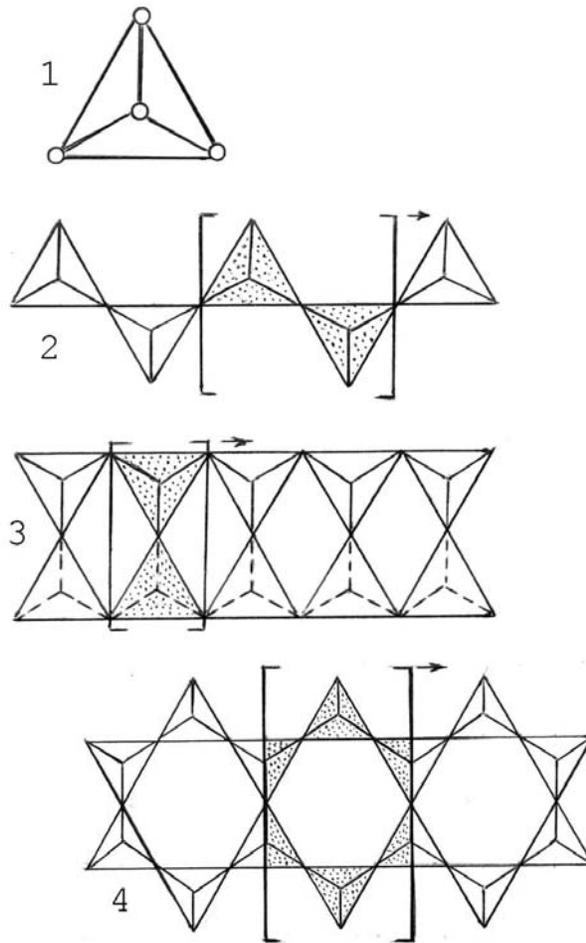
Для неживої природи неперевершеним прикладом гомологічних рядів залишається періодична система хімічних елементів Д. І. Менделєєва, яка відображає періодичність зміни властивостей тіл атомарного рівня організації речовини.

На мінеральному рівні загальновідомими прикладами гомологічних рядів є ряди ізоморфних мінералів. Паралелізм мінливості складу та відповідність одних різновидів мінералів іншим (тобто, гомоморфність різних рядів) помічали різні дослідники [У. Т. Хуан, В. В. Велінський, 1982, 1986

та ін.]. Конкретно розглянути прояви закону гомологічних рядів на мінеральному рівні спробував новосибірський вчений В.В. Велінський (1982). Він довів паралелізм у зміні складу ізоморфних рядів гранатів та амфіболів. Переважній більшості різновидів олівінів можуть бути поставлені у відповідність інші різновиди піроксенів і амфіболів. З табл. 2.2. видно, що кожний з цих мінералів утворює, як мінімум, два ізоморфні ряди, причому виникнення ізоморфних різновидів в усіх випадках підпорядковується тим самим законам. Знаючи ці закони, можна теоретично вивести і передбачити всі різновиди. Наприклад, в Fe-Mg рядах поява різновидів зумовлена поступовою заміною Mg та Fe. Маючи перший ряд, легко вивести другий, додавши до кожного Mg-Fe різновиду ще Ca. Якщо додати до другого ряду ще Al, то отримаємо III ізоморфний ряд. В основу будови силікатів, як відомо, покладено кремнекисневий тетраедр $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (1 на рис.). В ньому 1 атом чотиривалентного Si з'єднаний з чотирма атомами кисню так, що чотири можливих зв'язки атомів кисню залишаються вільними. Коли такі тетраедри з'єднуються між собою, з'єднуються частково зв'язки кисню і кількісне співвідношення атомів силіцію та кисню буде вже відрізнятися від вихідного 1:4. Якщо ми порівняємо цей рисунок з наведеними у таблиці 2.2. формулами мінералів, то побачимо, що всі комбінації складу олівінів обумовлені приєднанням різних катіонів до того самого радикала $[\text{SiO}_4]$, який відповідає одному кремнекисневому тетраедру.

Два тетраедри, з'єднані між собою, будуть відповідати Si_2O_6 (див. 2 на рис.). Різновиди піроксенів виводяться простим приєднанням до радикала $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ тих же катіонів, що й у випадку олівінів. Подвоєння цього радикала дає радикал амфіболів. Тобто співвідношення радикалів у послідовності олівіни-піроксени-амфіболи відповідають співвідношенню 1:2:4 (див. рис.). Роль кремнекисневих тетраедрів подібна до ролі клітини в живих організмах. Зрозуміло, що далеко не всі відомі мінерали утворюють ізоморфні ряди і навіть серед тих, що утворюють такі ряди, лише частина гомоморфні між собою. Тут діє загальне правило: чим більше подібна будова мінералів, які належать до різних ізоморфних рядів, тим більше паралелізму в ознаках цих рядів.

Порівняння мінеральних парагенезисів магматичних порід, наведених у табл. 3.4, 3.6, 3.8, 3.10, також дає підстави припустити можливість розробки їхньої систематики на основі виділення рядів з властивостями, що поступово змінюються (у цьому випадку такими властивостями буде перелік головних породотвірних мінералів і поступова зміна співвідношень хімічних елементів, передусім, відношення заліза до магнію). Хоча такі узагальнення й не проводились, можна доволі впевнено стверджувати, що на породному рівні організації речовини також можливе виділення гомологічних рядів і деякі з них будуть гомоморфні між собою.



Будова кристалічних ґраток породотвірних фемічних мінералів,
за Є. К.Лазаренко, 1959:

- 1 — будова олівінів визначається повторенням у просторі відокремлених кремнекисневих тетраедрів $[\text{SiO}_4]^{-4}$; 2 — будова піроксенів — це повторення “елементарної комірки” — радикала $[\text{Si}_2\text{O}_6]$, складеного двома тетраедрами, повернутими на 180° з одночасною трансляцією у просторі; 3 — будова слюд визначається повторенням радикала $[\text{Si}_2\text{O}_5]$, складеного двома дзеркально відображеними тетраедрами; 4 — будова амфіболів — це повторення радикала $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, утвореного внаслідок дзеркального відбиття “піроксенового” ланцюжка тетраедрів

У навчальному посібнику багато уваги приділено можливості виділення гомологічних рядів і пошуків їхнього паралелізму на ще вищому – формаційному рівні організації речовини. Це ще раз засвідчує, що природа створює на всіх рівнях організації не унікальні поодинокі об'єкти (природні тіла), а їхні множини з властивостями, що поступово змінюються. У цьому разі зміна таких властивостей у різних множинах має певну подібність (у певних випадках періодичність), тим більшу, чим більше подібні між собою (за складом, будовою чи походженням) тіла різних множин. Не менш важливо, що на різних рівнях організації неживої речовини діють фактично ті самі закономірності.

Отож, завдання навчального посібника можна визначити виразом: „Мета і завдання усіх наук полягає в пошуку єдності, того Єдиного, з якого виникає різноманітність, того Єдиного, яке існує у вигляді множин” (Свами Вівікенанда. Раджа-йога).



СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Азимов А. Вселенная (от плоской Земли к квазару). — М.: Центрполиграф, 2004. — 382 с.
- Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987. — 259 с.
- Ван Беммелен Р.В. Теория ундаций // Структурная геология и тектоника плит. — М.: Мир, 1991. — Т.3. — С. 200–213.
- Волобуев М.И. Доархейский этап формирования литосферы Земли: чтение изотопного кода // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. — М.: Геос, 1999. — Т.1. — С.141–144.
- Геологический словарь. — М., 1973. — Т. 1, 2.
- Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. — К.: Изд. ин-та геофизики АНУ, 1998. — 85 с.
- Даминова А.М. Петрография магматических горных пород. — М.: Недра, 1967. — 232 с.
- Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1984. — 119 с.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1957. — 280 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980. — 199 с.
- Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия. // Земная кора и верхняя мантия. — М.: Мир, 1972. — С. 215–222.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. — М.: Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. — М.: Изд. АН СССР, 1961. — 479 с.
- Карбонатиты // Сб. Трудов / Ред. О. Таттл. — М.: Мир, 1969. — 485 с.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхарст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. — М.: Недра, 1982. — 414 с.
- Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1990. — 405 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 387 с.
- Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1981. — 447 с.
- Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. — Л.: Недра, 1988. — 236 с.

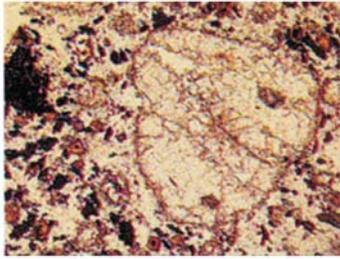
- Лазько Е.М., Кириллюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов: Вища школа, 1975. — 239 с.
- Ларин В.Н. Наша Земля. — М.: Агар, 2005. — 242 с.
- Ларсен Е. Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. — М.: Недра, 1965. — 464 с.
- Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. — М.: Мир, 1977. — 287 с.
- Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. — М.: Недра, 1974. — 247 с.
- Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Ред. В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко. — М.: Наука, 1987. — 374 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. — Ч. 1, 2. — М., 1983. — 768 с.
- Магматические горные породы. Основные породы. / Отв. ред. Е.В. Шарков. — М.: Наука, 1985. — 486 с.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы. / Отв. ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. — М.: Наука, 1988. — 508 с.
- Магматические горные породы. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононов, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. — М.: Наука, 1984. — 415 с.
- Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. / Отв. ред. В.И. Коваленко. — М.: Наука, 1987. — 438 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х кн. / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов, К.А. Шуркин. — М.: Недра, 1980. — 283 с.
- Магматические формации СССР. / Ред. В.Л. Масайтис. — Л.: Недра, 1979. — Т.1. — 319 с.
- Маракушев А.А. Петрография. — М.: Изд. Моск. ун-та. 1976. — Т. 1. — 382 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. — М.: Мир, 1971. — 327 с.
- Моляк В.Г., Павлов Г.Г. Петрография магматичних гірських порід. — К.: В-во "Київський університет", 2002. — 210 с.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. — М.: Мир, 1980. — 516 с.
- Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. — М.: Недра, 1989. — 347 с.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 338 с.
- Павлишин В.І., Матковський О.І., Довгий С.О. Генезис мінералів. — К.: В-во Київ. ун-ту, 2003. — 656 с.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Ред. В.С. Попов, О.А. Богатиков. — М.: Логос, 2001. — 763 с.
- Петрографічний кодекс України. / Гол. редактор І.Б. Щербаков. — К.: В-во комітету з питань геології та використання надр, 1999. — 81 с.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Есипчук К.Е. и др. — К.: Наук. думка, 1990. — 275 с.
- Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. — М.: Недра, 1966. — Т. 1. — 424 с.
- Раст Х. Вулканы и вулканизм. — М.: Мир, 1982. — 343 с.
- Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. — М.: Недра, 1981. — 584 с.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. — С. 272–277.
- Ритсема А.Р. Сейсмология и исследования верхней мантии. — Земная кора и верхняя мантия. — М.: Мир, 1972. — С. 87–93.
- Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. — М.: Недра, 1984.

- Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. — Л.: Недра, 1973. — 392 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд. МГУ, 1991. — 446 с.
- Стейси Ф. Физика Земли. — М.: Мир, 1972. — 342 с.
- Структурная геология и тектоника плит. В 3-х т. — М.: Мир, 1991.
- Тазиев Г. Встречи с дьяволом. — М.: Инлит, 1961. — 101 с.
- Тазиев Г. Вулканы. — М.: Инлит, 1963. — 117 с.
- Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. — М.: Недра, 1965. — 306 с.
- Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. — М.: Недра, 1968. — 197 с.
- Филоненко В.П., Гейко Ю.В., Орлова М.П., Орлов Д.М. Рациональный способ сравнительной диагностики магматических горных пород при оценке их сходства с лампроитами и кимберлитами // Геол. журн. — 1993. — № 6. — С. 119–128
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, Б.О. Шкандрий. — М.: Наука, 1977. — 216 с.
- Фролов А.А. Лапин А.В., Толстов О. В. Карбонатиты и кимберлиты. — М.: НИИ-Природа, 2005. — 540 с.
- Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. — М.: Недра, 1988. — 320 с.
- Четвериков С.А. Руководство к петрохимическим пересчетам. — М.: Изд. лит-ры по геологии и охране недр, 1956. — 244 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. — Л.: Недра, 1983. — 271 с.
- Abelson M., Agnon A. Hotspot activity and plume pulses recorded by geometry of spreading axes // *Earth and Planetary Science Letters*. 189 (2001), P. 31–47.
- Carlson S.W. Isotopic inferences on the chemical structure of the mantle // *Journal Geodynamics*. — Vol. 20. — N 4. — 1995. — P. 365–386.
- Glossary of Geology. Third editio n/ Edit. by R.L.Bates and J.A.Jackson. — Alexandria, Virginia, 1995
- Hamilton W.B. Archean magmatism and deformations were not products of plate tectonics // *Precambrian Research*. 91 (1998). P. 143–179.
- Klasyfikacja i nazewnictwo skał magmowych oraz materiałów piroklastycznych / Opracował W. Ryka. — Warszawa: wyd. Geologiczne, 1987. — 52 s.
- Processes and consequences of deep subduction: introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 127 (2001). P. 1–7.
- Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. — 1993. — 352 p.
- Schiano P. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals // *Earth Science Reviews*. — 63, (2003). P. 121–144.
- Vigneresse J.L. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? // *Journal of Structural geology*. 21 (1999). P. 1125–1130.
- Wyllie P.J. Experimental petrology of Upper Mantle Materials, processes and products // *Geodynamics*. — V. 20. — N 4. — 1995. — P. 429–468.

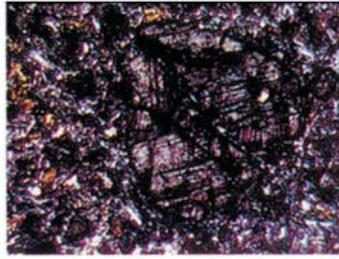
Додаток 1



**Вигляд головних породотвірних мінералів
під поляризаційним мікроскопом у паралельних
і схрещених ніколях та орієнтування оптичних
індикатрис в їхніх кристалах**

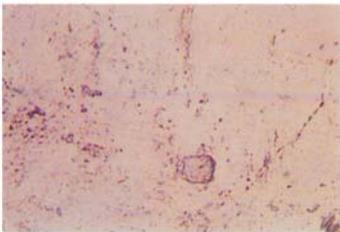


Ник. ||; x 60

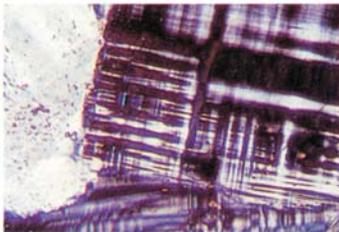


Ник.X; x 60

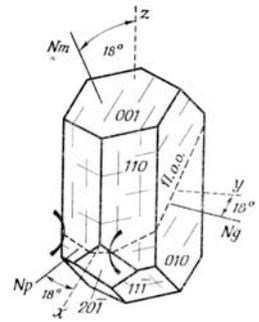
Лейцит



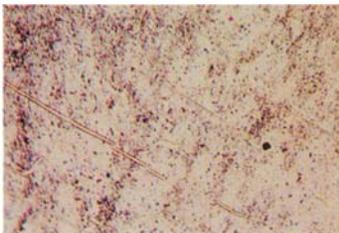
Ник. ||; x 60



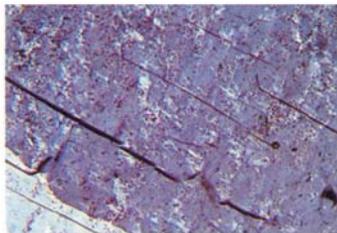
Ник.X; x 60



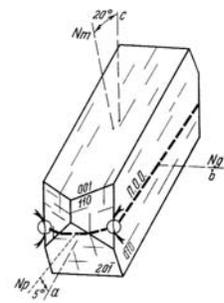
Мікроклін



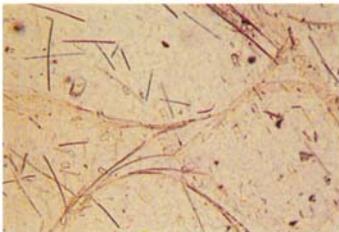
Ник. ||; x 60



Ник.X; x 60

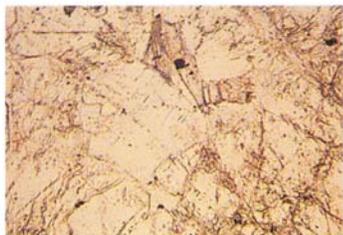


Ортоклаз

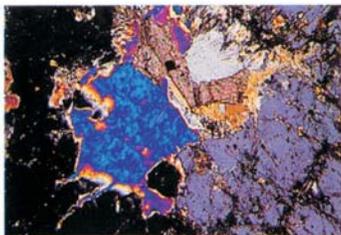


Ник. ||; x 60

Вулканічне скло

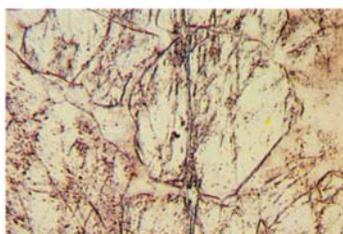
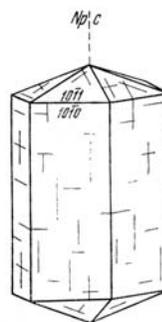


Нік. ||; x 60



Нік.X; x 60

Канкриніт

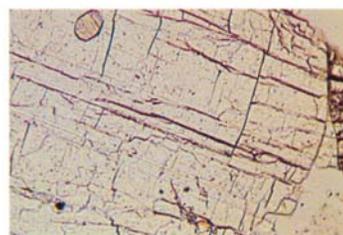
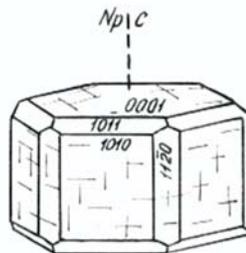


Нік. ||; x 60

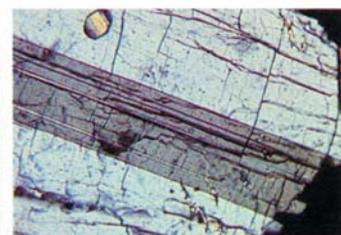


Нік.X; x 60

Нефелін

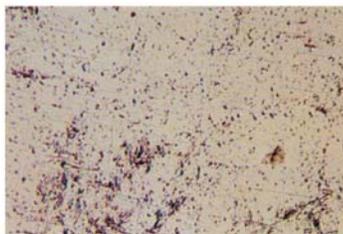
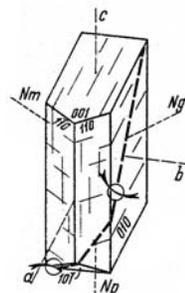


Нік. ||; x 60



Нік.X; x 60

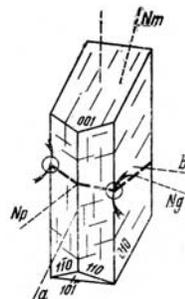
Лабрадор



Нік. ||; x 60



Альбіт

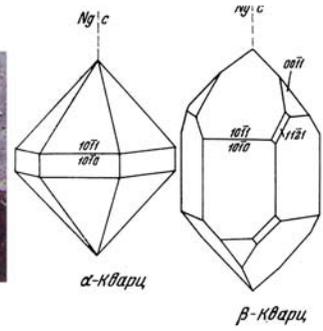




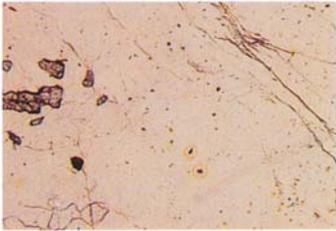
Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60



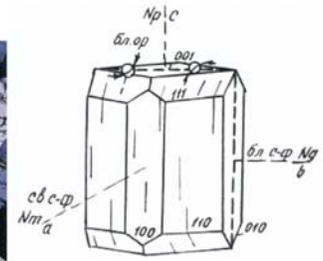
Кварц



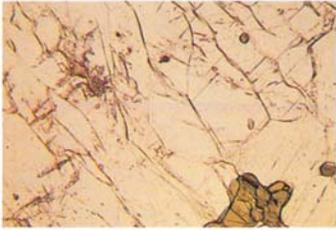
Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60



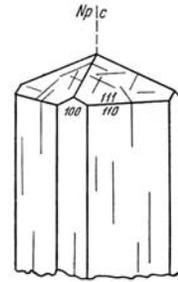
Кордієрит



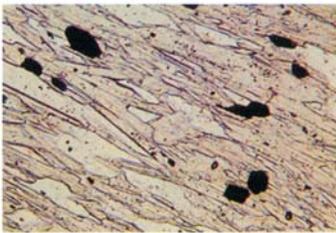
Нік. ||; x 60



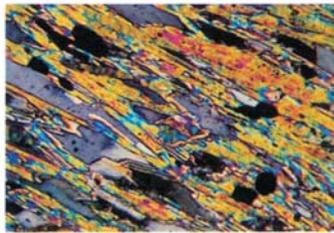
Нік. X; x 60



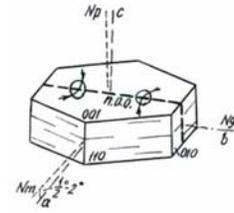
Скаполіт



Нік. ||; x 60



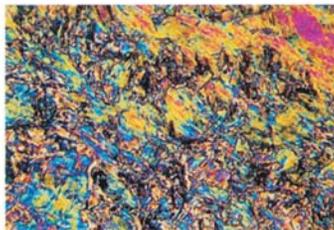
Нік. X; x 60



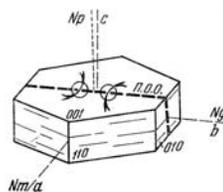
Мусковіт



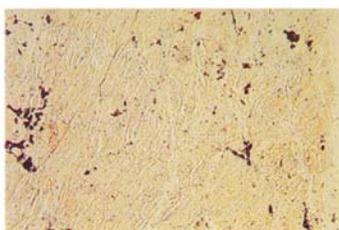
Нік. ||; x 60



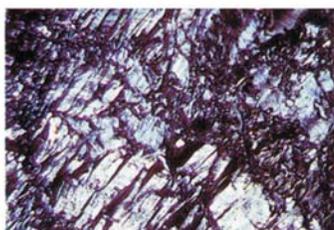
Нік X; x 60



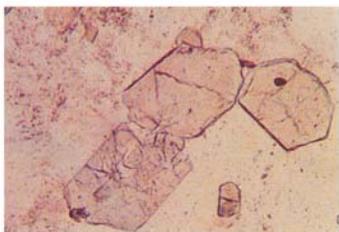
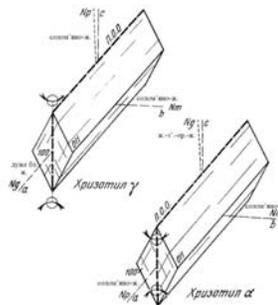
Тальк



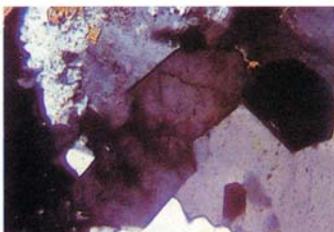
Нік. ||; x 60



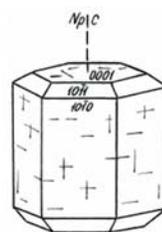
Нік X; x 60
Серпентин (хризотил)



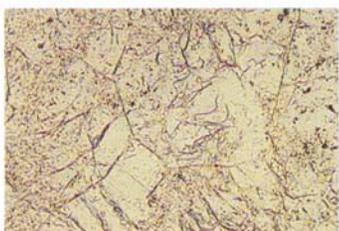
Нік. ||; x 60



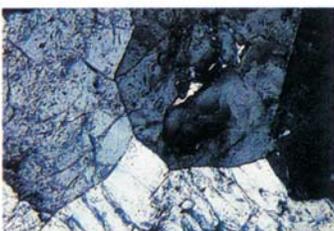
Нік X; x 60



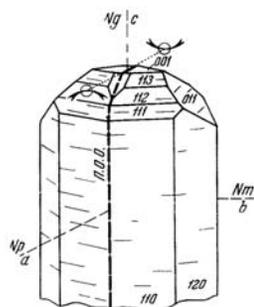
Апатит



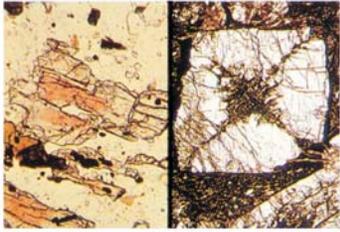
Нік. ||; x 60



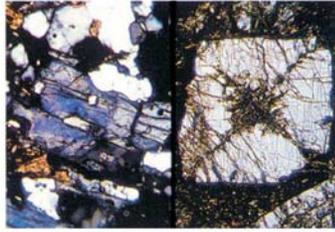
Нік. X; x 60



Топаз

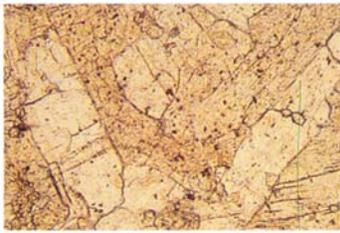
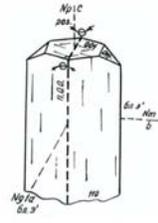


Нік. ||; x 60

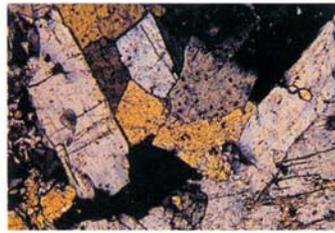


Нік. X; x 60

Андалузит

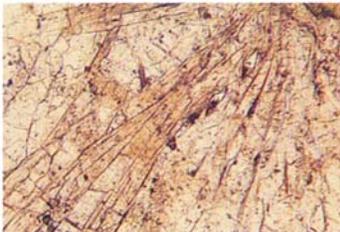
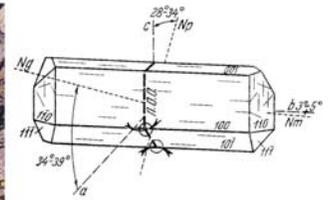


Нік. ||; x 60

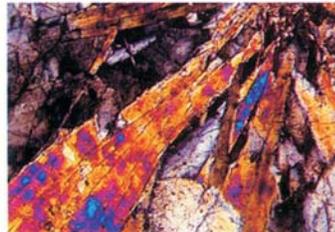


Нік. X; x 60

Воластоніт

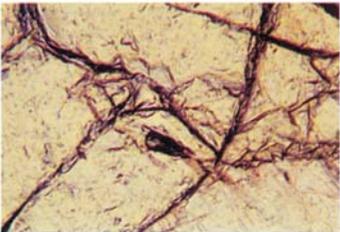
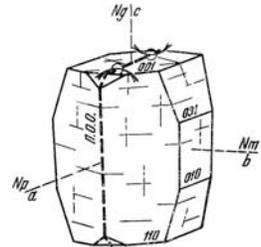


Нік. ||; x 60

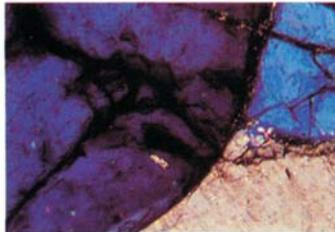


Нік. X; x 60

Преніт



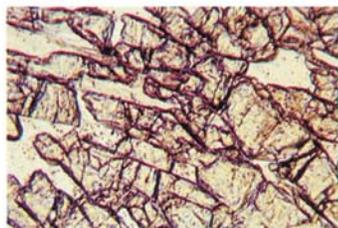
Нік. ||; x 60



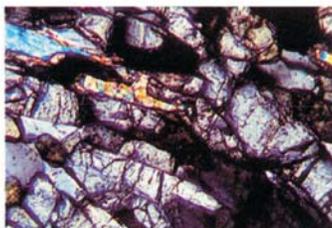
Нік. X; x 60

Всунвіан



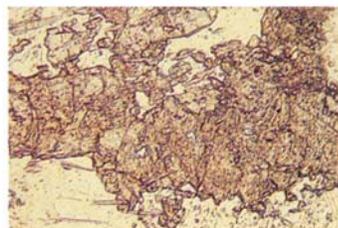
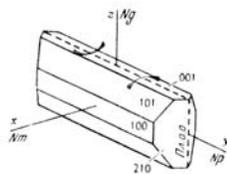


Нік. ||; x 60



Нік.X; x 60

Цоїзит

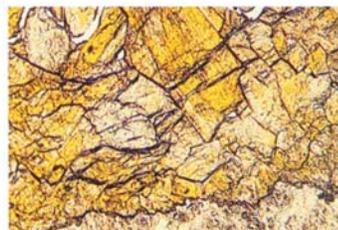
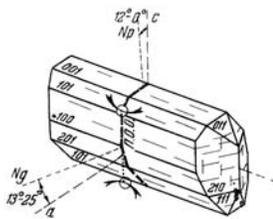


Нік. ||; x 60

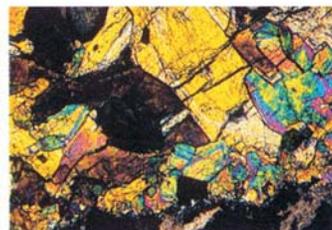


Нік.X; x 60

Кліноцоїзит

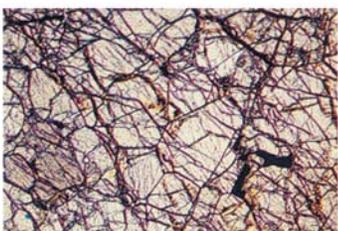
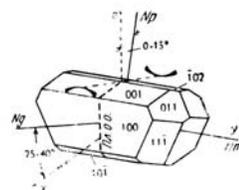


Нік. ||; x 60

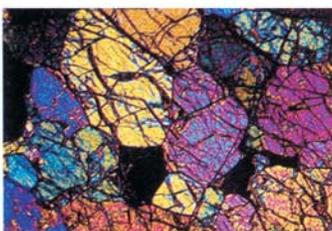


Нік.X; x 60

Епіцот

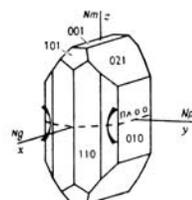


Нік. ||; x 60

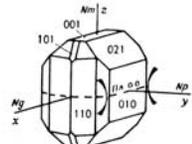


Нік. X; x 60

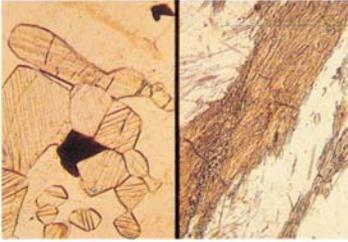
Олівін



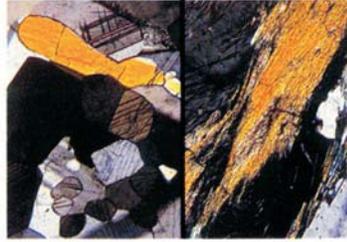
Форстерит



Фаяліт

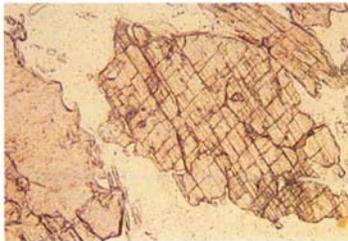
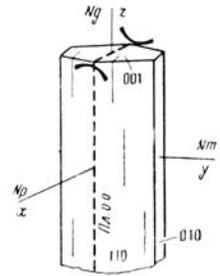


Нік. ||; x 60

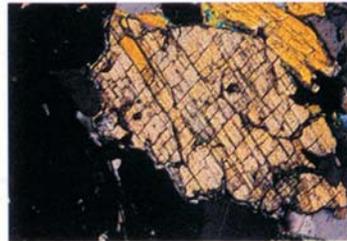


Нік.X; x 60

Силіманіт

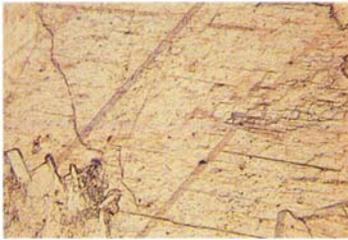
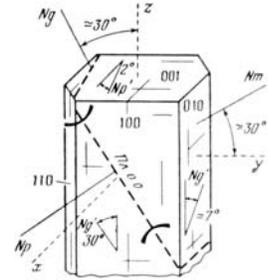


Нік. ||; x 60

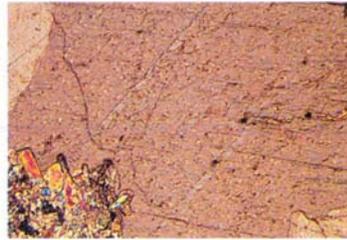


Нік.X; x 60

Дистен (кіаніт)

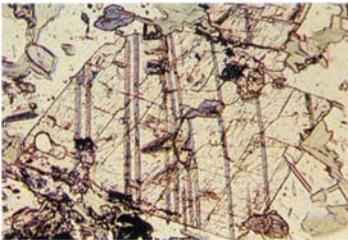
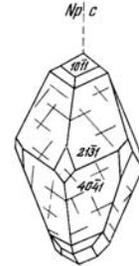


Нік. ||; x 60

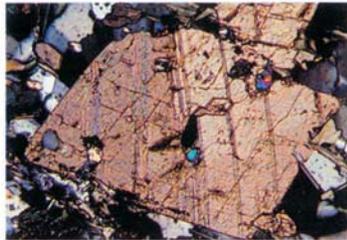


Нік.X; x 60

Кальцит

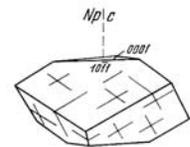


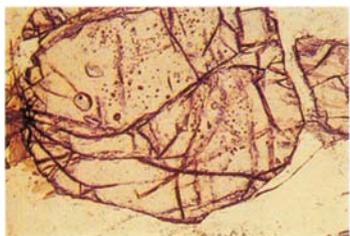
Нік. ||; x 60



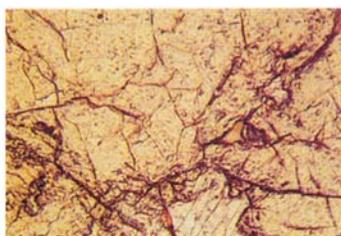
Нік. ; x 60

Доломіт





Нік. ||; x 60
Альмандин



Нік. ||; x 60
Гроссуляр

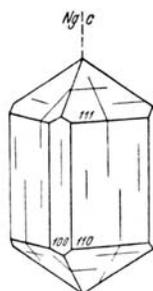
Гранати



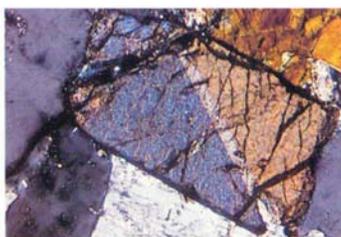
Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60
Циркон

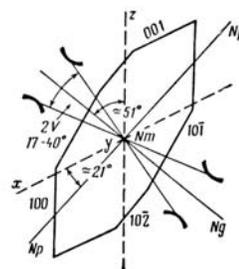


Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60

Сфен (титаніт)

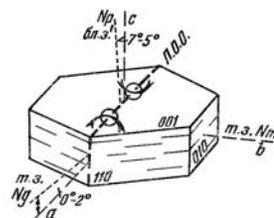


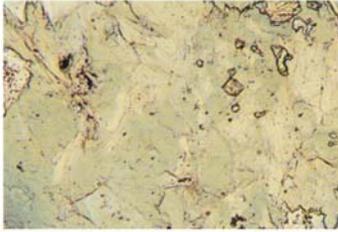
Нік. ||; x 60



Нік. ; x 60

Fe-хлорит

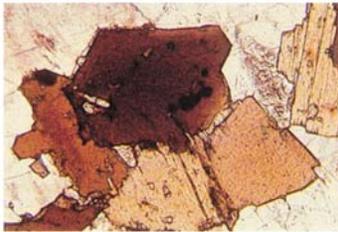
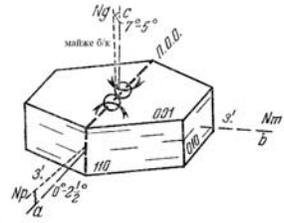




Нік. ||; x 60



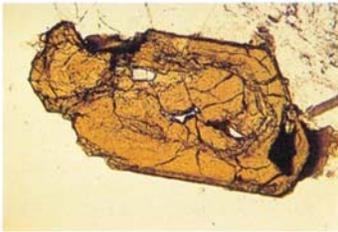
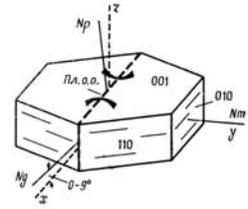
Нік. X; x 60
Mg-Al хлорит



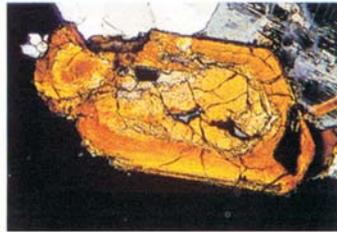
Нік. ||; x 60



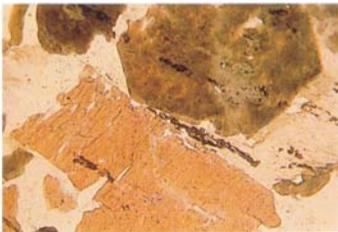
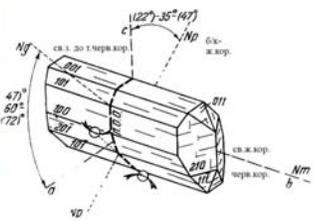
Нік. X; x 60
Біогіт



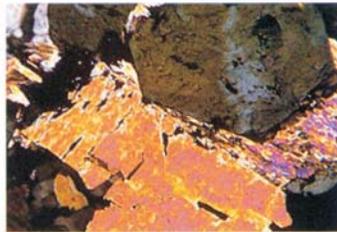
Нік. ||; x 60



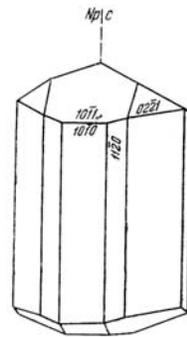
Нік. X; x 60
Орпиг (аланіт)

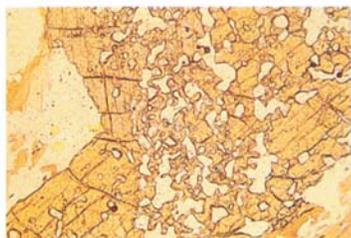


Нік. ||; x 60

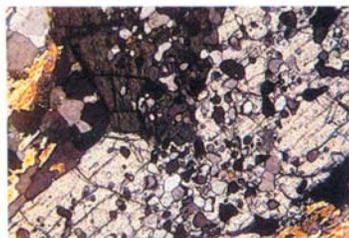


Нік. X; x 60
Турмалін

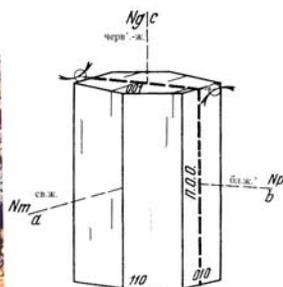




Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60
Ставроліт



Нік. ||; x 60
Епідот

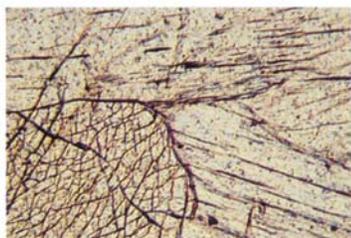
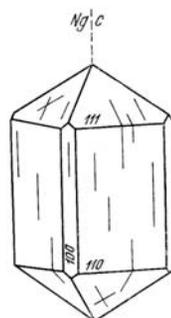


Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60

Рутил

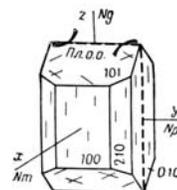


Нік. ||; x 60



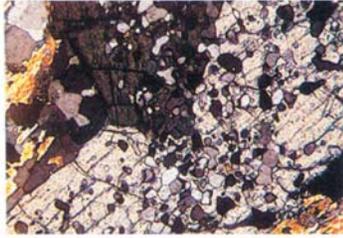
Нік. ; x 60

Епідот

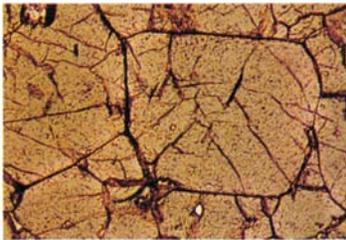
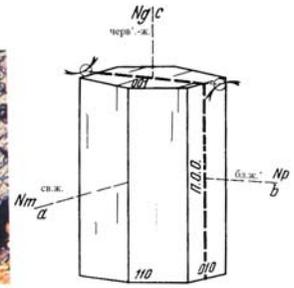




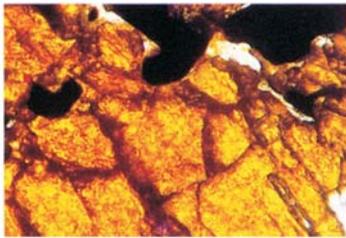
Нік. ||; x 60



Нік. X; x 60
Ставроліт



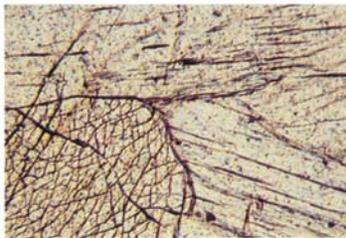
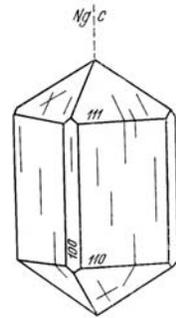
Нік. ||; x 60
Шпінель



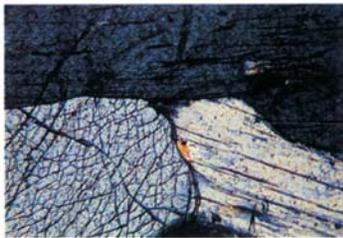
Нік. ||; x 60



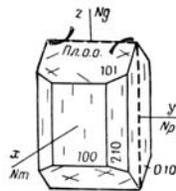
Рутил

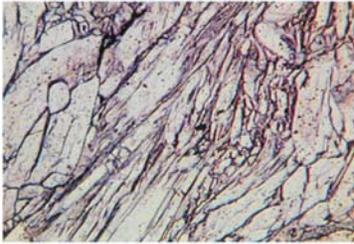


Нік. ||; x 60

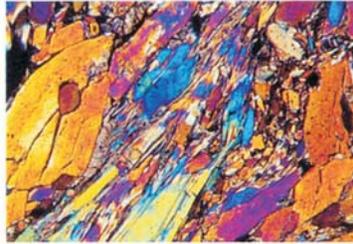


Нік. X; x 60
Енстатит



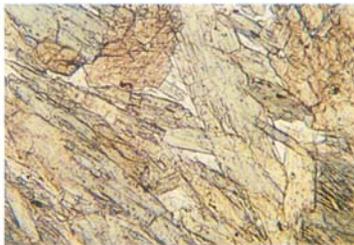


Нік. ||; x 60

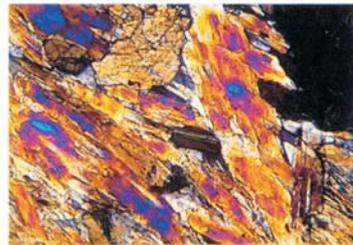


Нік.X; x 60
Тремоліт

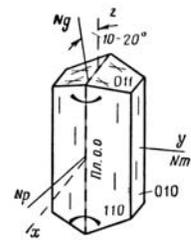
Див. актиноліт



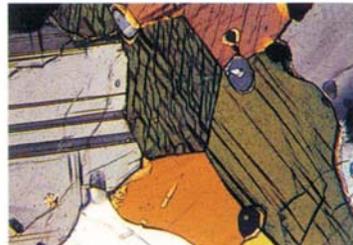
Нік. ||; x 60



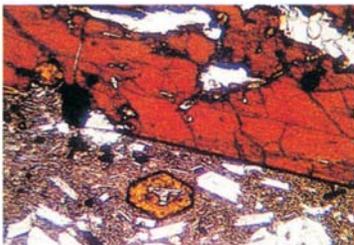
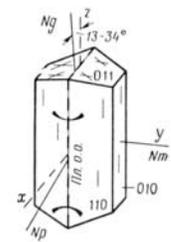
Нік.X; x 60
Актиноліт



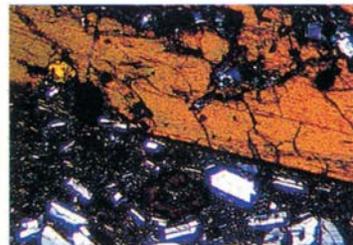
Нік. ||; x 60



Нік.X; x 60
Рогова обманка



Нік. ||; x 60



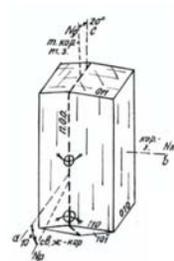
Нік. ; x 60
Базальтична рогова обманка



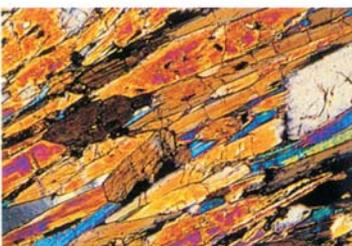
Нік. ||; x 60



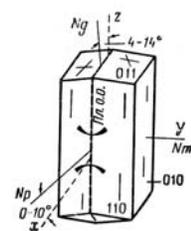
Нік.X; x 60
Баркевікіт



Нік. ||; x 60



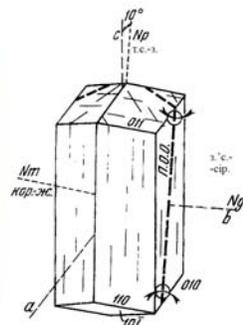
Нік.X; x 60
Глаукофан



Нік. ||; x 60



Нік.X; x 60
Арфведсоніт



Додаток 2



**Приклади структур магматичних порід
(за Ю. Половинкіною)**

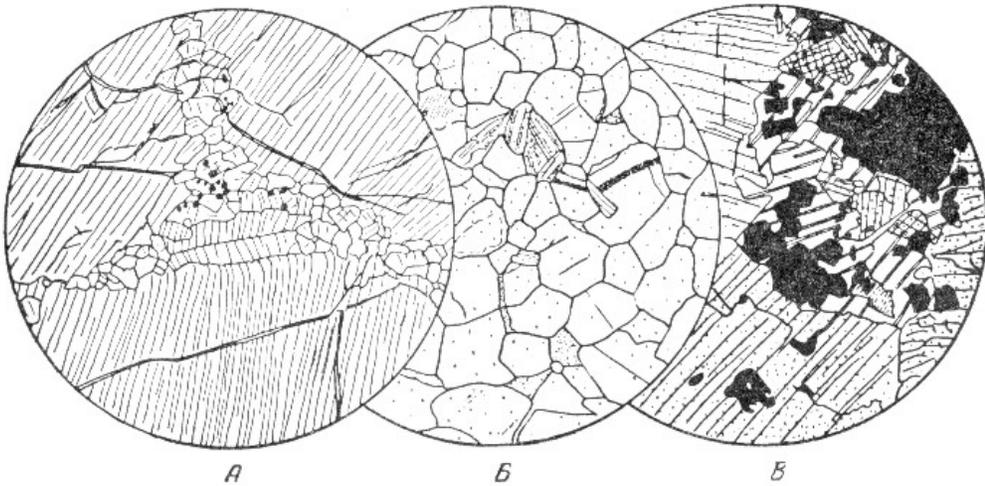


Рис. 1. **А – піроксеніт.** Крупні, дещо деформовані та розбиті тріщинами зерна енстатиту поділяються прошарками тонкозернистого діопсиду, наявна невелика кількість хроміту (x 10); **Б – перідотит.** Більша частина породи представлена зернами олівину приблизно однакових розмірів. Трапляється незначна кількість амфіболу, флогопіту та бруситу (показаний крапками). Хроміт наявний у породі, але в шліфі не простежується (x 24); **В – піроксеніт.** Крупний рожевуватий піроксен, бура рогова обманка, невелика кількість зеленої рогової обманки, сліди хлориту та багатий магнетит (x 10)

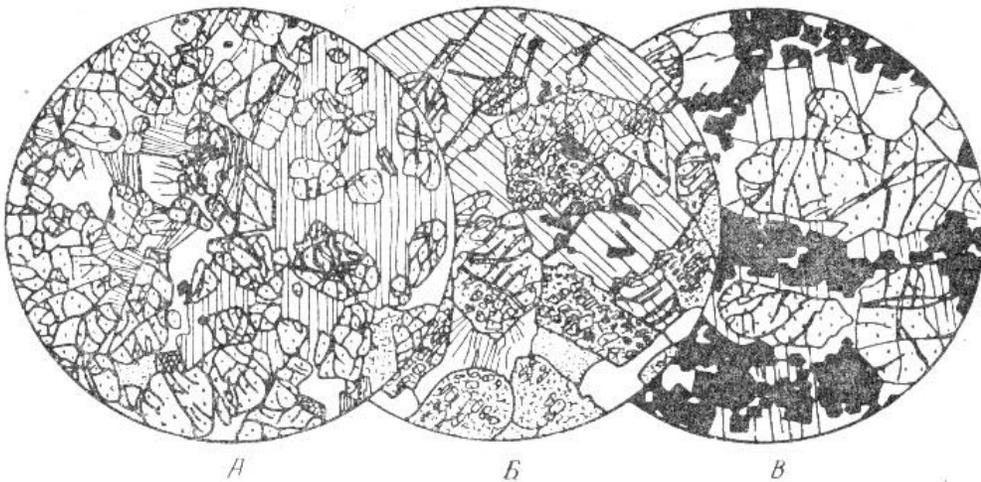


Рис. 2. **А – перідотит (габро-верліт).** Зерна олівину серпентинізовані, включені в піроксен і плагіоклаз з утворенням пойкилітової структури. Помітні радіальні тріщини в плагіоклазі, який оточує нефелін (x 10); **Б – плагіоклазовий гарцбургіт ("гарцбургіт-нікрит").** Серпентинізований олівин, енстатит, плагіоклаз та акцесорний хроміт. У плагіоклазі помітні радіальні тріщини (x 10); **В – хромітовий гарцбургіт.** Округлі зерна олівину включені в енстатит з утворенням пойкилітової структури та оточені ланцюжками хромітових зерен (x 10)

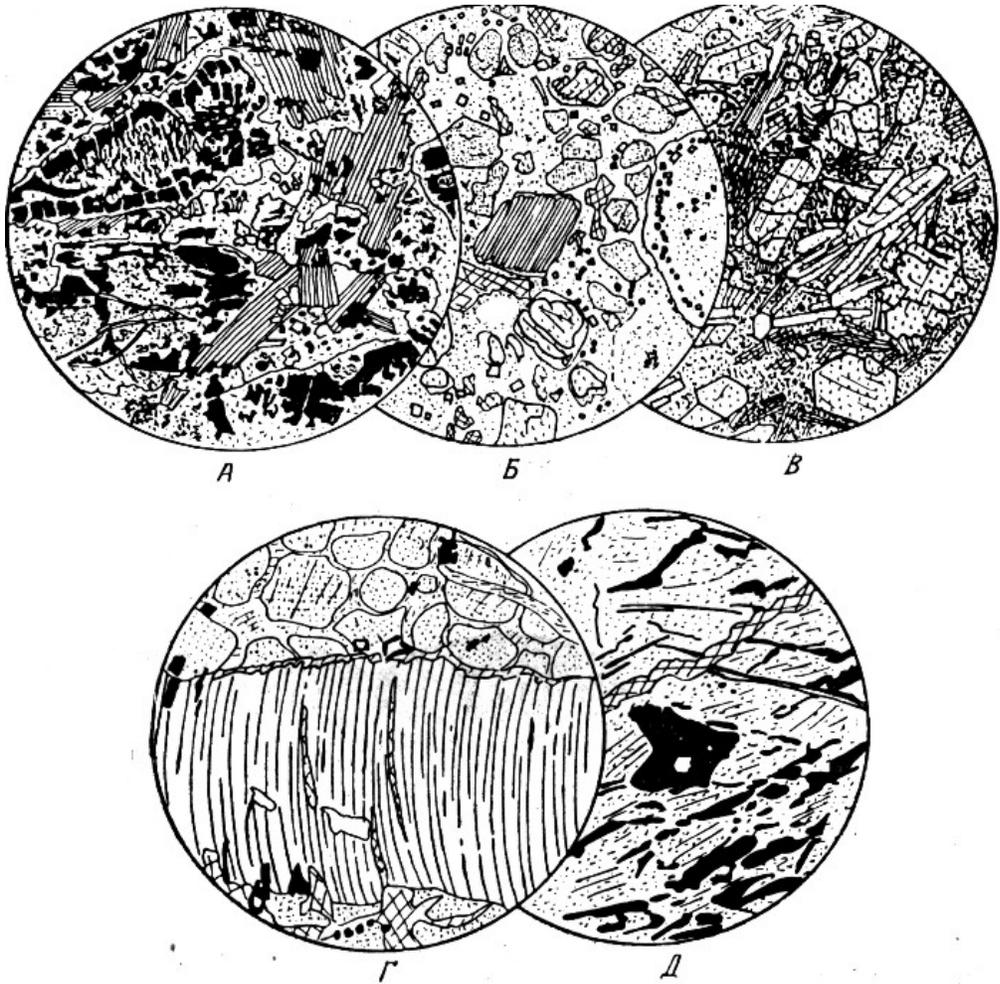


Рис. 3. А – **слюди́стий перідо́тит**. Псевдоморфози серпентину по олівину та листочки флогопіту включені в основну масу, яка складена карбонатом, серпентином, флогопітом і хлоритом (x 24); Б – **кімберліт**. Вкрапленики флогопіту та олівину (частково повністю серпентинізовані), а також уламки порід містяться в основній масі, яка складається з карбонату, серпентину, тальку та інших вторинних мінералів. Квадратні до прямокутних кристали з темними краями – перовскіт і рутил (x 14); В – **альноїт**. Вкрапленики олівину, листочки флогопіту, призматичні кристали і вкрапленики бурого авгіту розсіяні в основній масі, яка складена флогопітом, піроксеном, карбонатом і меліто́м (темні кільця) (x 24); Г – **хризотил-азбестова жила**. Поперечно-волокниста хризотилова жила облямована і перетнута карбонатом, перетинає серпентинізований перідо́тит, в якому спостерігаються псевдоморфози по олівину (x 15); Д – **хромітомі́сткий серпентин**. Кристали хроміту та прожилки цього мінералу в серпентиніті (x 15)

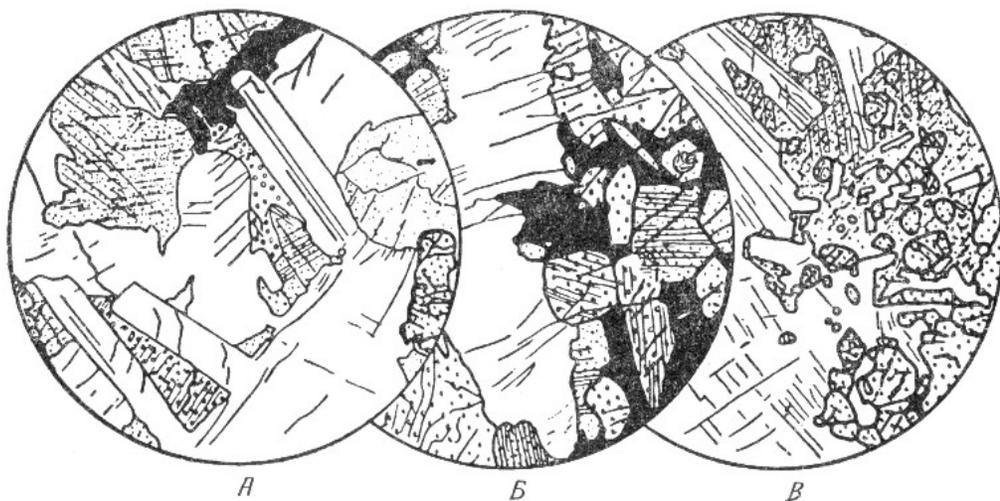


Рис. 4. *А* – гіперстен-олівінове габро. Олівін та основний плагіоклаз містяться в гіперстені та авгіті (в деяких зернах помітні тріщини окремості). Оксид заліза містить силікати та перетинає їх (x 10); *Б* – гортонолітове ферогабро. Багатий на залізо олівін, авгіт і середній плагіоклаз перетнуті та місцями оточені оксидом заліза. Великі кристали апатиту трапляються в оксиді заліза (x 10); *В* – польовошпатована порода. Крупні кристали лабрадору облямовані офітовим (пойкілітовим) авгітом, який містить включення олівіну та невеликі плагіоклазові таблички (x 14)

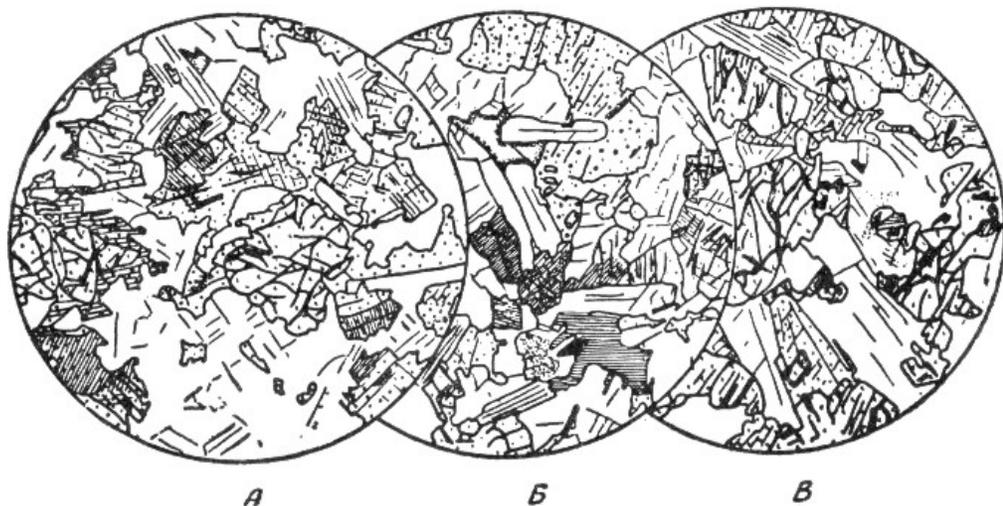


Рис. 5. *А* – олівінове габро. Суттєві складові частини – лабрадор, авгіт, гіперстен і олівін. Гіперстен утворює облямівки на олівіні та іноді на авгіті (x 14); *Б* – гіперстенове габро. Лабрадор, авгіт і гіперстен – основні складові частини. Біотит (знизу) і ортоклаз (вище центра). Помітна недосконала діабазова структура й добре розвинута окремість в авгіті; *В* – олівінове габро. Олівін, авгіт і основний плагіоклаз – головні складові частини; наявна невелика кількість акцесорного магнетиту та біотиту (x 14)

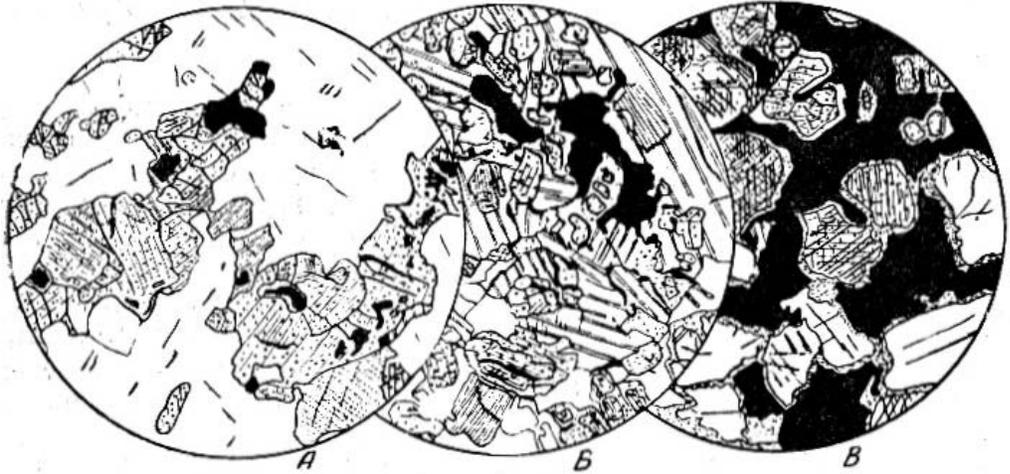


Рис. 6. **А** – норит складається з грубозернистого лабрадору, ксеноморфного інтерсертального гіперстену, частково зміненого в рогову обманку, і незначної кількості авгіту. Наявні, в незначній мірі, акцесорний магнетит (х 14); **Б** – роговообманковий піроксеніт. Гіперстен включений в крупні зерна рогової обманки й часто має облямівку з тальку (світлі дрібні крапки). Наявний у невеликій кількості плагіоклаз, біотит і багато магнетиту. Темнозбарвлені прошарки зі смугастого комплексу (х 14). Ігл-Лейк, Онтаріо; **В** – магнетитовий піроксеніт. Титановмісний магнетит утворює основну масу, до якої входять кристали гіперстену, авгіту та плагіоклазу. Плагіоклаз має облямівку з хлориту, піроксен – з тальку. Наявна невелика кількість тремоліту та рогової обманки (х 14). Ігл-Лейк

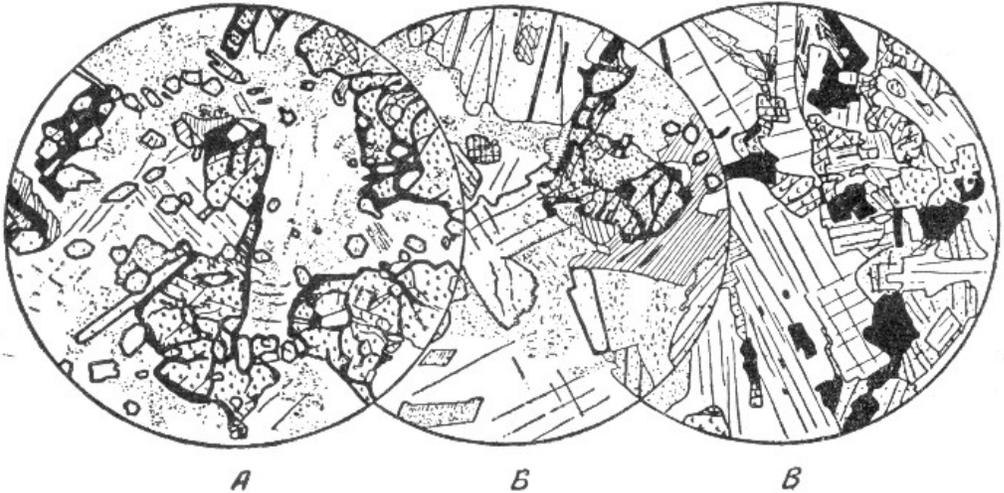


Рис. 7. **А** – олівінове габро. Переважаючі мінерали – олівін і андезин-лабрадор. Наявна також невелика кількість авгіту, біотиту та багато ідіоморфного апатиту (х 10); **Б** – олівінове габро, головні мінерали: андезин, авгіт, олівін, бура рогова обманка і біотит. Головний акцесорний мінерал – ідіоморфний апатит (х 10); **В** – олівіновий діабаз. Лабрадор трапляється у вигляді таблитчастих кристалів, частково оточених олівіном, авгітом і магнетитом. Наявна деяка кількість інтерстиціальних змінених скупчень польового шпату, апатиту та скаполіту (у верхній частині шліфу) (х 10)



Рис. 8. А – **роговообманкове габро**. Основні мінерали: серицитизований і сосоритизований плагіоклаз, діопсид, частково заміщений роговою обманкою, і біотит. Акцесорії представлені магнетитом і апатитом (X 10); Б – **ортоклазовий норит**. Призматичні кристали гіперстену містять велику кількість пластинчастих включень і лейсти андезину розміщені флюїдально в пертитовому ортоклазі. Акцесорії представлені магнетитом і, в підлеглий кількості, роговою обманкою. Багато біотиту та мало мірмекіту (x 24); В – **ортоклазове габро (монзоніт)**. Бруски слабо зміненого лабрадору, зерна діопсиду та лусочки біотиту оточені та частково кородовані ортоклазом. Помітна незначна кількість рогової обманки, магнетиту й апатиту (x 10)



Рис. 9. А – **олівіновий базальт**. Містить вкрапленики авгіту й олівіну в основній масі, яка складається з лабрадорових лейст і авгіту. Олівін оточений облямівкою червоного ідінгіту, інколи кородований. Непрозорий мінерал – магнетит; Б – **нефеліновий базальт**, який складається з титан-авгіту і нефеліну. Акцесорний магнетит. Помітне графічне проростання піроксену й нефеліну; В – **олівіновий базальт**, мінералогічно подібний з базальтом А, але позбавлений авгітових вкраплеників

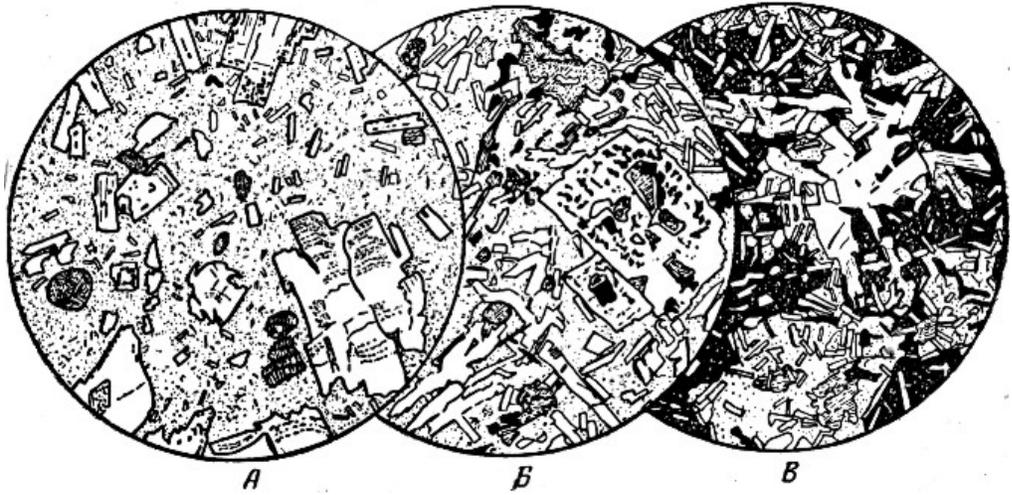


Рис. 10. А – пухиристий базальт. Складається з плагіоклазу, який утворює дрібні лейсти та крупні зональні вкрапленики в основній масі вулканічного скла. Включення серпентину (купчасті точки) є псевдоморфозами по олівіну (х 24); Б – мигдалекам'яний базальт. Лейсти плагіоклазу (зміненогів альбіт) включені в основну масу, яка складається з тонкозернистого слабо зміненого авгіту (світлі рідкі точки). Скупчення серпентину є псевдоморфозами по олівіну та заповнюють пустоти. Крупні точки на вкраплениках плагіоклазу – сосюрит (х 14); В – базальт. Лейсти та вкрапленики (світлі) лабрадору розміщуються в непрозорому вулканічному склі (чорне) і скупченнях піроксену (х 24)

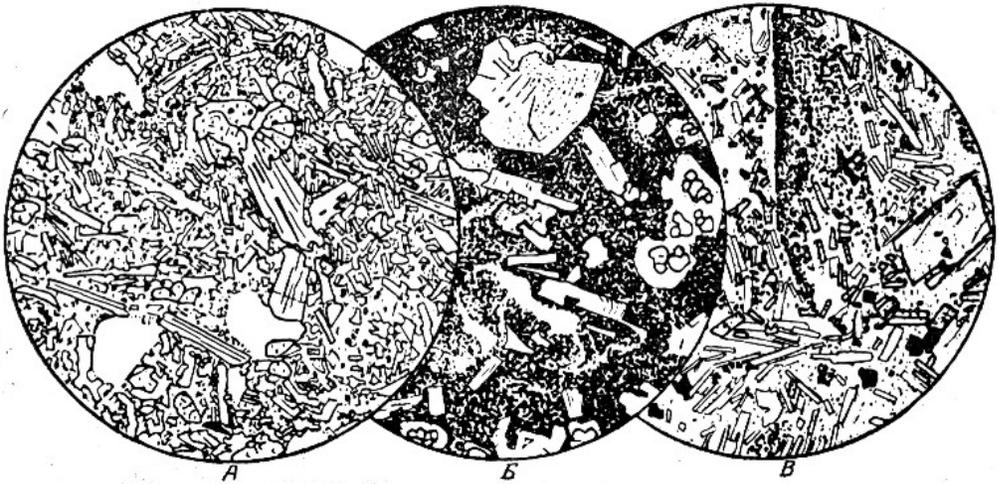


Рис. 11. А – базальт. Повнокристалічна лава з лейстами лабрадору, які розміщені в тонкозернистому авгіті (зображений точками). Незначна кількість зерен олівіну та тонкозернистого магнетиту. Світлі ділянки неправильної форми – порожнини (х 24); Б – склуватий базальт, в якому зональні вкрапленики плагіоклазу, ромбічного піроксену й частково серпентинізованого олівіну розподілені в щільному вулканічному склі (х 24); В – роговообманковий базальт. Лейсти лабрадору та призми авгіту в склуватій основній масі. Витягнуте скупчення зерен магнетиту є псевдоморфозом по роговій обманці (х 24)

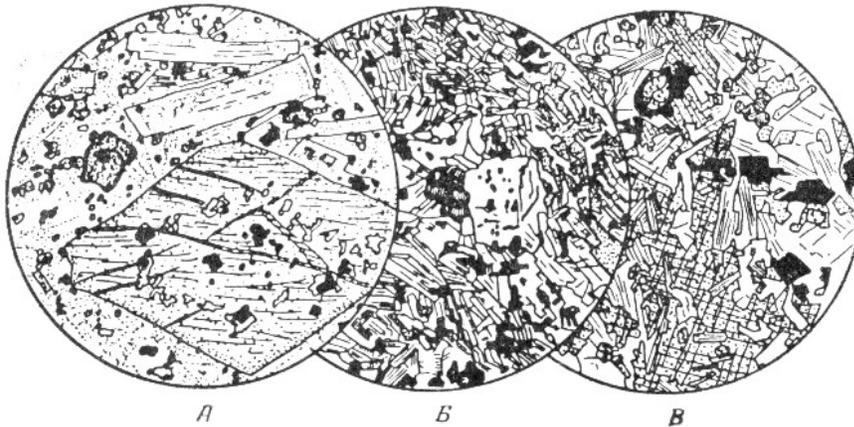


Рис. 12. **А – олівіновий порфіровий базальт.** Вкрапленики авгіту, олівіну та зональні лейсти лабрадору трапляються в основній масі, яка складена рядом мінералів. Деякі мінерали основної маси інколи хлоритизовані. Непрозорий мінерал - магнетит (X 14).; **Б – долерит.** Вкрапленики плагіоклазу в основній масі, яка складена з лейстоподібного польового шпату з інтерсерціальним авгітом, магнетитом і псевдоморфозами серпентину по олівіну (межує з вкраплеником плагіоклазу) (x 14).; **В – базальт.** Лейсти польового шпату (лабрадор) і крупні офітові зерна піроксену (піжоніт і авгіт) супроводжуються невеликою кількістю олівіну (частково трансформованого в серпентин) і магнетиту (x 24)

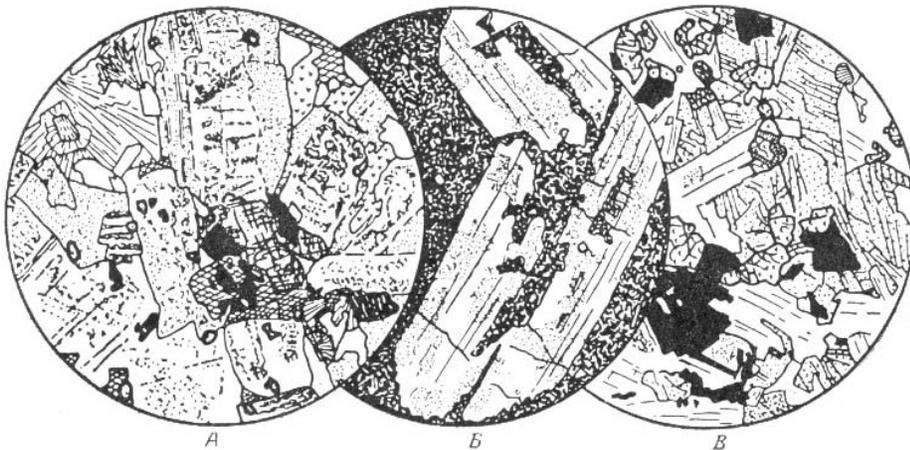


Рис. 13. **А – діабаз.** Декілька неправильних, змінених лейст лабрадору, частково мають облямівку з лужного польового шпату (альбіт). Залізо-магнезійні мінерали, які представлені авгітом, уралітом (пересічна спайність), біотитом, змінені в магнетит, лейкоксен і преніт та темні прожилки магнетиту і хлориту. Пізньомагматичні і гідротермальні мінерали, крім ураліту, представлені пренітом (радіальна спайність), хлоритом, кварцом (білий) і карбонатом. Акцесорні – магнетит і апатит (x 10).; **Б – порфіровий діабаз.** Складається з крупних корельованих, слабо змінених вкраплеників лабрадору в тонкозернистій основній масі, яка складена плагіоклазом, роговою обманкою, біотитом і магнетитом (x 10); **В – олівіновий діабаз.** Лейсти лабрадору й округлі зерна олівіну, частково включені в офітові пластинки авгіту. Акцесорні мінерали представлені магнетитом і апатитом (x 10)

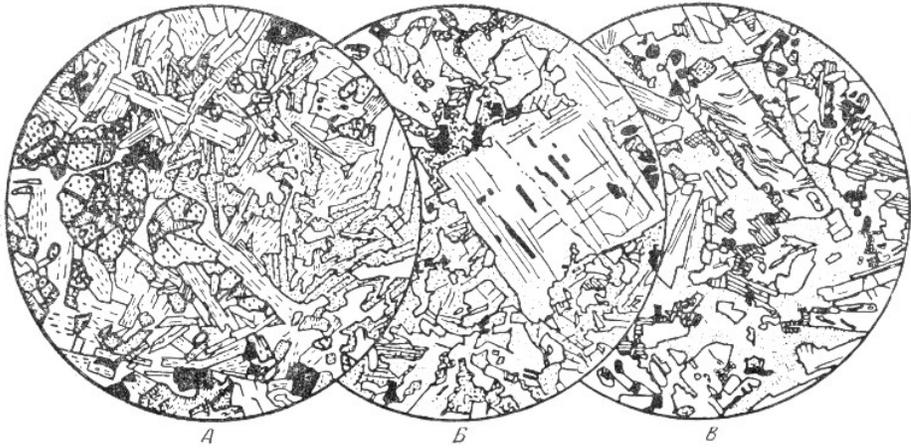


Рис. 14. **А** – **платобазальт**. Лейстоподібний лабрадор, частково серпентинізований олівін і офітовий авгіт є головними мінералами (х 24); **Б** – слабо зональні вкрапленики основного плагіоклазу в основній масі, яка складена плагіоклазом і авгітом. Ділянки, які покриті жирними точками – польовий шпат, біотит, вторинні продукти (х 14); **В** – зональний андезин-лабрадор і піжоніт, частково змінений у рогову обманку, трапляються в основній масі тонкозернистого мікропегматиту. Наявні лускуватий зелений біотит і хлорит. Акцесорні мінерали представлені магнетитом і апатитом (х 24)

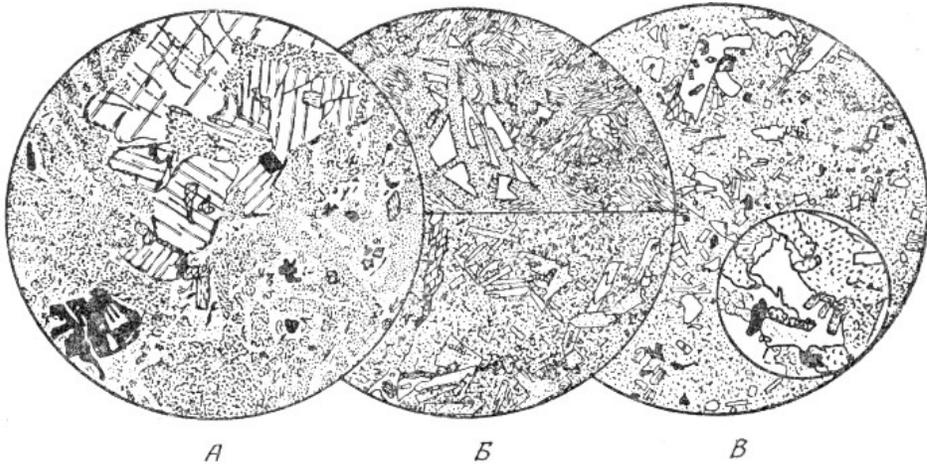


Рис. 15. **А** – **лейцитит**. Вкрапленики лейциту (світлі ділянки), олівіну та зонального плагіоклазу в основній масі, яка складена авгітом, плагіоклазом, магнетитом і вулканічним склом (х 14); **Б** – **лейцитит**. Невеликі кристали лейциту з закономірно розташованими включеннями розміщені в авгіті. У великій кількості помітний магнетит, небагато плагіоклазу й бурого біотиту (х 24); **В** – **лейцитовий тефрит**. Вкрапленики лейциту (точки розміщені по краях зерен), зональний гранат (часті точки) і лужний піроксен (дуже часті точки) в основній масі плагіоклазових лейст і вулканічного скла (х 14)

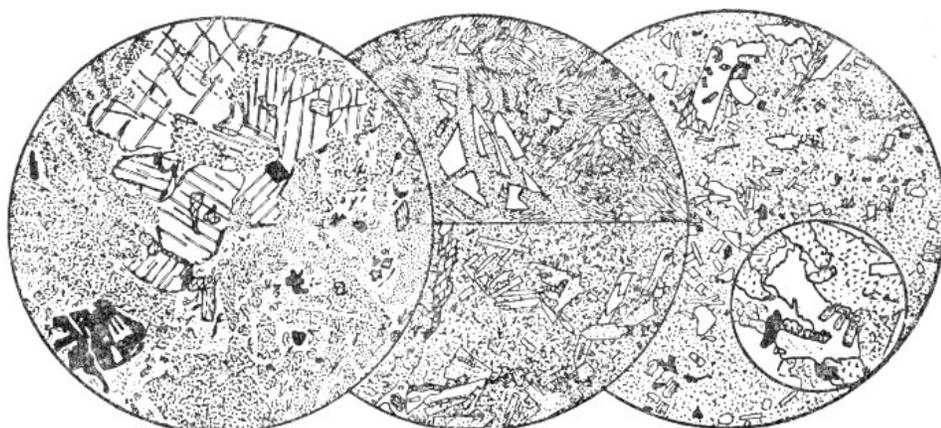


Рис. 15. *А* – лейцитит. Вкрапленики лейциту (світлі ділянки), олівину та зонального плагіоклазу в основній масі, яка складена авгітом, плагіоклазом, магнетитом і вулканічним склом (x 14); *Б* – лейцитит. Невеликі кристали лейциту з закономірно розміщеними включеннями розміщені в авгіті. У великій кількості простежується магнетит, небагато плагіоклазу і бурого біотиту (x 24); *В* – лейцитовий тефрит. Вкрапленики лейциту (точки розміщені по краях зерен), зональний гранат (часті точки) і лужний піроксен (дуже часті точки) в основній масі плагіоклазових лейст і вулканічного скла (x 14)

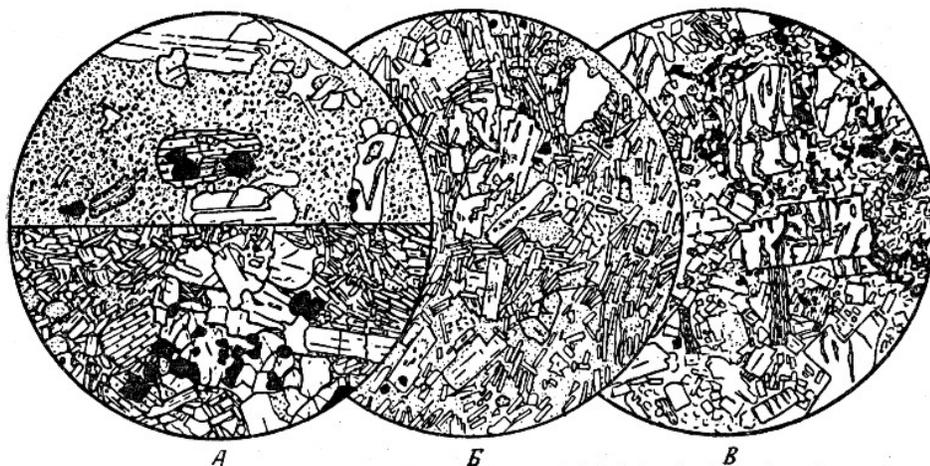


Рис. 16. *А (вгорі)* – андезит. Вкрапленики плагіоклазу, гіперстену, авгіту (не простежуються у шліфі) та рогової обманки (темні облямівки) в основній масі, яка складена вулканічним склом з великою кількістю дрібних плагіоклазових мікролітів (x 24); *А (внизу)* – андезит. Вкрапленики лабрадору та авгіту в пілотакситовій основній масі, яка складена лейстами плагіоклазу зі зкупченнями хлориту, магнетиту та карбонату (x 24); *Б* – андезит. Вкрапленики основного плагіоклазу, гіперстену та авгіту в основній масі, яка складається з невеликих лейст плагіоклазу, які включені у вулканічне скло і тридиміт (показаний s-подібним умовним знаком). Помітні лінії течії плагіоклазових лейст (x 24); *В* – андезит. Паралельна структура з прямокутними вкрапленнями андезину-лабрадору, які заміщуються вздовж тріщин лужним польовим шпатом (світлий), листочки біотиту та хлориту, включені в дрібніші кристали плагіоклазу. В інтерстиціях деяка кількість зміненого вулканічного скла (крупні часті точки)

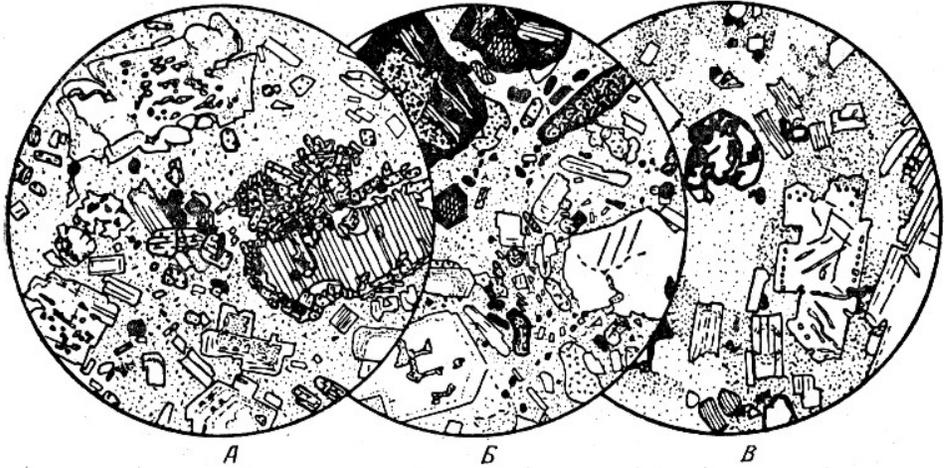


Рис. 17. А – біотитовий андезит. Вкрапленики зонального андезину-лабрадору, біотиту (оточеного зернами гіперстену), гіперстену і авгіту в склуватій основній масі, яка містить мікроліти (х 24); Б – роговообманковий андезит. Вкрапленики зонального плагіоклазу та базальтової рогової обманки (з чорними перекристалізованими краями) в основній масі, яка складається з вулканічного скла (з мікролітами) і тридиміту (позначений s-подібним умовним знаком). Невелика кількість зерен авгіту й гіперстену (х 14); В – андезит. Вкрапленики зонального андезину, біотиту та карбонатно-гематитових псевдоморфоз по олівіну в тонкозернистій суміші кварцу й лужного польового шпату (мікропегматит). Точки відображають різницю в структурі основної маси

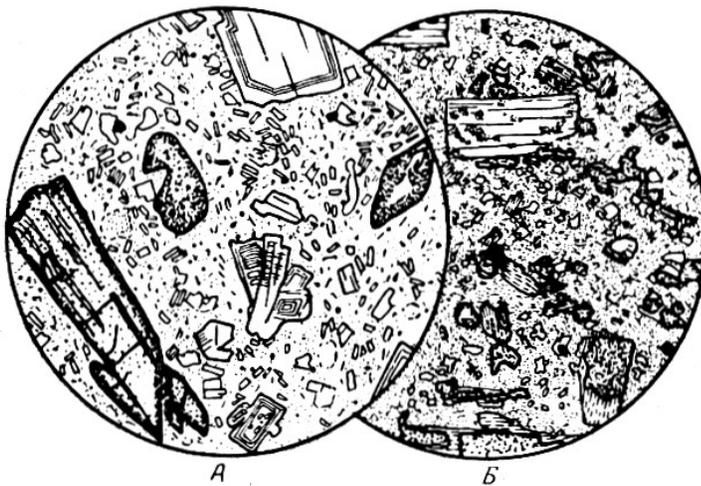


Рис. 18. А – роговообманковий андезит. Вкрапленики зонального основного плагіоклазу та базальтової рогової обманки з непрозорими перекристалізованими краями трапляються в склуватій основній масі, яка містить велику кількість мікролітів польового шпату (х 24); Б – андезитовий порфірит – вкрапленики плагіоклазу (зміненого в серицит і сосюрит), хлориту та епідоту (жирні точки), які утворилися по первинних залізо-магнієзальних мінералах, розподілені в основній масі, яка складається з хлориту, плагіоклазу, лужного польового шпату й епідоту (х 14)

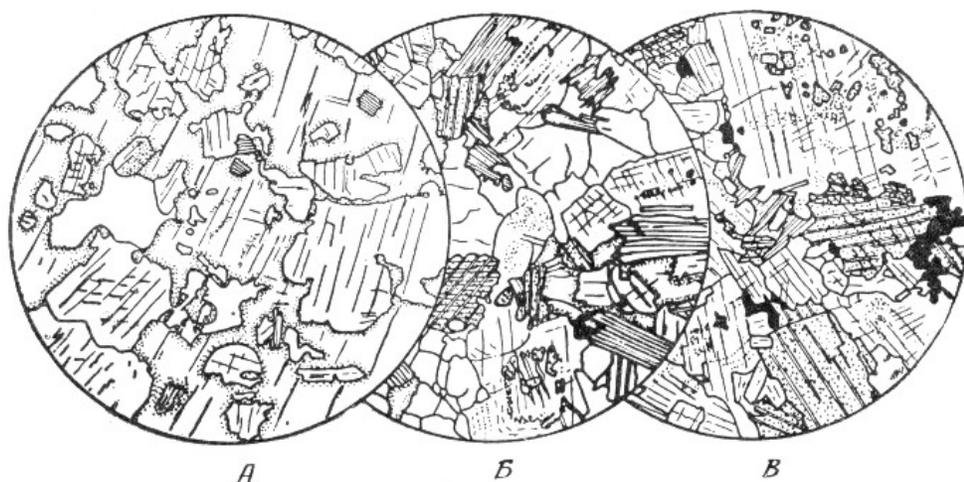


Рис. 19. **А** – **граніт**. Табличка нездвійникованого мікрокліну, яка продовжується за межами шліфу, охоплює у вигляді пойкилітових вrostків корельований плагіоклаз, кварц і невелику кількість біотиту (х 10). Йосемітський парк, Каліфорнія; **Б** – **гранодіорит**. Переважають зональний плагіоклаз (андезин-олігоклаз), кварц, біотит, рогова обманка та калієвий польовий шпат. Наявні також титаніт та епідот (х 10). Йосемітський парк; **В** – **діорит**. Основні мінерали породи: плагіоклаз, рогова обманка та біотит. Зверху справа є включення рогової обманки у вкрапленнях плагіоклазу. Наявна невелика кількість хлориту та епідоту; акцесорні мінерали: апатит і магнетит (х 10). Йосемітський парк, Каліфорнія



Рис. 20. **А** – **гранодіорит**. Головні мінерали – зональний, слабо змінений олігоклаз-андезин, пертит, кварц, рогова обманка та біотит. Плагіоклаз ідіоморфний, інші мінерали в інтерстиціях. У плагіоклазі включення біотиту (х 14). Сент-Клауд, Мінесота (W-26); **Б** – **гранодіорит**. Слабо змінений середній плагіоклаз у своїх більш багатих натрієм крайових частинах охоплює округлі або неправильні зерна кварцу. Мікрокліну більше в інших ділянках. Наявні також біотит і мусковіт (х 10). Узбережжя біля Кейптауна, Південна Африка; **В** – **гібридний кварцовий діорит**. Переважають сосоритизований середній плагіоклаз, кварц та у великих кількостях рогова обманка. Є небагато хлориту та епідоту (х 10). Брис, Онтаріо

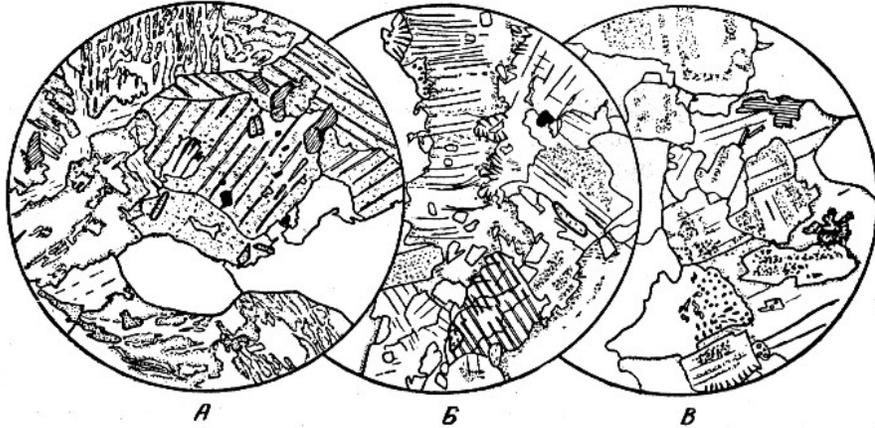


Рис. 21. **А** – роговообманковий граніт. Головні мінерали – пертит, альбіт, кварц і рогова обманка. Пертит, мабуть, утворився внаслідок розпаду, який був ускладнений привнесенням або перерозподілом альбіту. Найвна невелика кількість біотиту та магнетиту, а також флюорит і титаніт. До амфіболу входять акцесорні мінерали (фергусоніт або аланіт), які мають буруватий колір (x 14). Рок-порт, Массачусетс (W-14); **Б** – роговообманковий граніт. Переважаючий мінерал – гіпідіоморфний олігоклаз, який оточений мірмекитом у тих ділянках, де він контактує з мікроклін-пертитом. Кварцу небагато. Залізо-магnezіальні мінерали представлені роговою обманкою; акцесорні – магнетит, апатит і титаніт (x 10). Рейненберг, Саксонія; **В** – граніт. Порода складена з кварцу, олігоклазу та мікрокліну з підпорядкованою кількістю біотиту, хлориту та епідоту. Добре розвинутий мірмекіт (x 14). Поблизу Ніпігону, Онтаріо

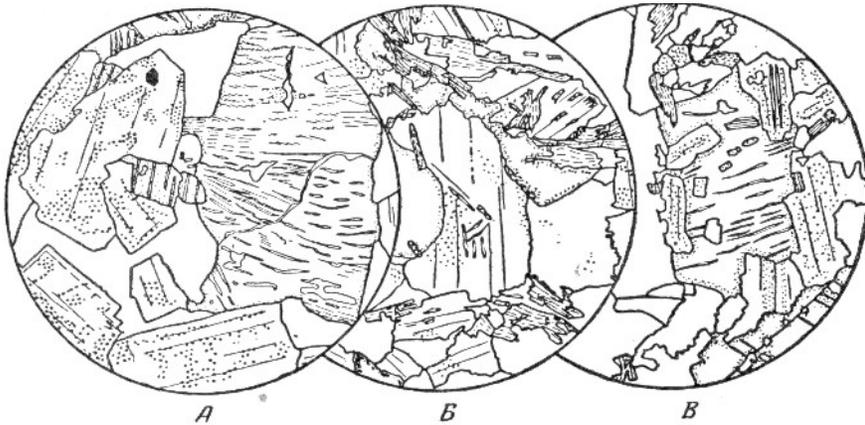


Рис. 22. **А** – порфіроподібний граніт. Грубозернистий граніт з гіпідіоморфним, інколи сосоритизованим олігоклазом, мікроклін-пертитом, кварцом і роговою обманкою. Біотит – основний залізо-магnezіальний мінерал цього граніту, однак у шліфі його не видно (x 14). Сент-Клауд, Мінесота (W-10); **Б** – біотитовий граніт. Основні мінерали, які бачимо у шліфі, представлені олігоклазом (інколи сосоритизованим і серіцитизованим), мікрокліном, кварцом, біотитом (частково зміненим у хлорит) і мусковітом (x 14). Вудбері, Вермонт (W-11); **В** – мусковіт-біотитовий граніт. Головні мінерали – кварц, який наявний у великій кількості, частково змінений олігоклаз (жирні точки), мікроклін, пертит, мусковіт і хлоритизований біотит. Наявний вторинний альбіт і акцесорний апатит (x 14). Конкорд, Нью-Гемпшір (W-12)



Рис. 23. **А** – роговообманковий граніт. Основні мінерали представлені пертитом, кварцом та лужною роговою обманкою. Вторинний альбіт (у схрещених ніколях інколи зі шахматною структурою) інколи займає проміжки між попередніми мінералами, а також розташовується по краях зерен (x 10). Делоро, Онтаріо; **Б** – граніт. Пертит і кварц – головні мінерали породи. Рогова обманка змінена в агрегат магнетиту, кварцу та тонкозернистого біотиту (площа, яка покрита точками, в центрі шліфу). Вторинний альбіт місцями розвинутий по нормальному пертиту (x 10). Делоро, Онтаріо; **В** – гранофіровий граніт. Лейстоподібні кристали пертиту, оточені сіткою мікропегматиту (x 14). Делоро, Онтаріо



Рис. 24. **А** – граніт-рапаківі. Головні мінерали породи – кварц, натровий плагіоклаз, пертит, біотит і флюорит. Характерні плагіоклазові облямівки на пертитових зернах. Флюорит показаний трьома лініями спайності, що перетинаються (x 10). Район Виборга; **Б** – гіперстеновий граніт (чарнокіт). У шліфі видно кварц, пертит, гіперстен і магнетит (x 14). Гора св. Фоми, Мадрас; **В** – граніт. Натровий плагіоклаз і мікроклін розділяються облямівкою мірмекіту. Наявна невелика кількість кварцу. Зі скупченнями лусок біотиту асоціюють епідот (серпоподібні умовні позначення), ортит, апатит і невелика кількість карбонату (x 10). Ільстер, Меріленд

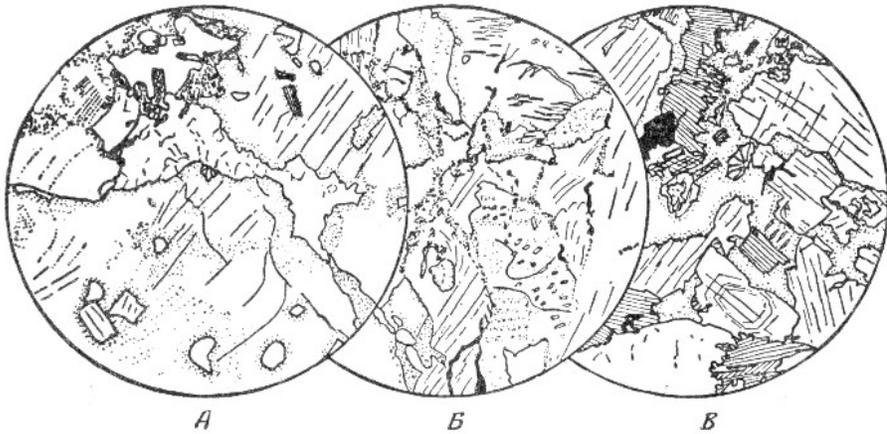


Рис. 25. *А* – порфіроподібний граніт. Переважаючий мінерал – мікроклін, який містить включення плагіоклазу, кварцу та біотиту. Наявні також окремі зерна олігоклазу (інколи зміненого), подрібнений кварц і хлоритизований біотит (х 14). Поблизу Нельсона, Британська Колумбія; *Б* – гнейс. Сильно деформований граніт, який складений з пертиту, дещо деформованого натрового плагіоклазу та подрібненого кварцу (х 14). Поблизу Нельсона, Британська Колумбія; *В* – гранодіорит. Переважають мікроклін, зональний андезин-олігоклаз, подрібнений кварц і біотит, трохи рогової обманки. Помітна корозія плагіоклазу мікрокліном і розвиток мірмекіту. Наявний також епідот, апатит і титаніт (х 10). Поблизу Нельсона, Британська Колумбія

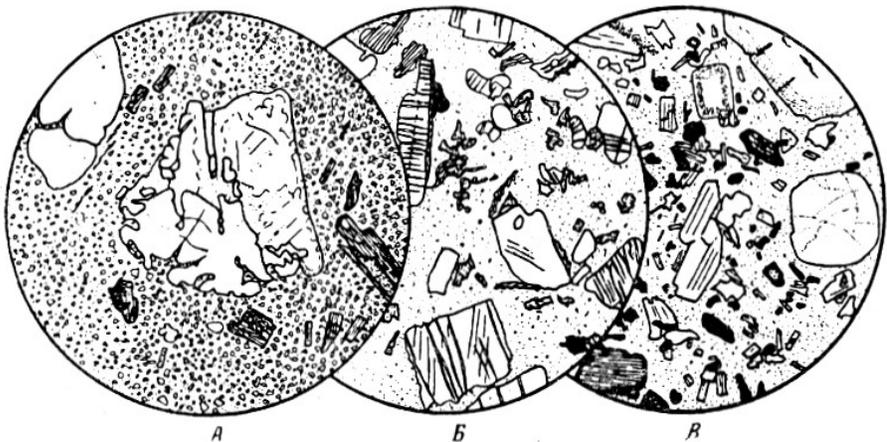


Рис. 26. *А* – слюдистий дацит-порфір. Вкрапленики кварцу (з округлими “кородованими” краями) та андезину трапляються у тонкозернистій основній масі, яка складена з кварцу та лужного польового шпату. Листочки біотиту змінені у хлорит і епідот (часті жирні точки) (х 14). Вал, Колорадо (W-27); *Б* – дацит. Вкрапленики кварцу та андезину (який перетинається прожилками лужного польового шпату) трапляються разом з листочками хлориту та мусковіту в основній масі, яка складена кварцом, слюдою, хлоритом і лужним польовим шпатом (х 24). Біокенс, Ньюфаундленд; *В* – дацит. Вкрапленики плагіоклазу (частково зонального), кварцу, біотиту, рогової обманки, яка має чорну облямівку; трапляються у мікрокристалічній до склуватій основній масі (х 14). Ласен-Пік, Каліфорнія

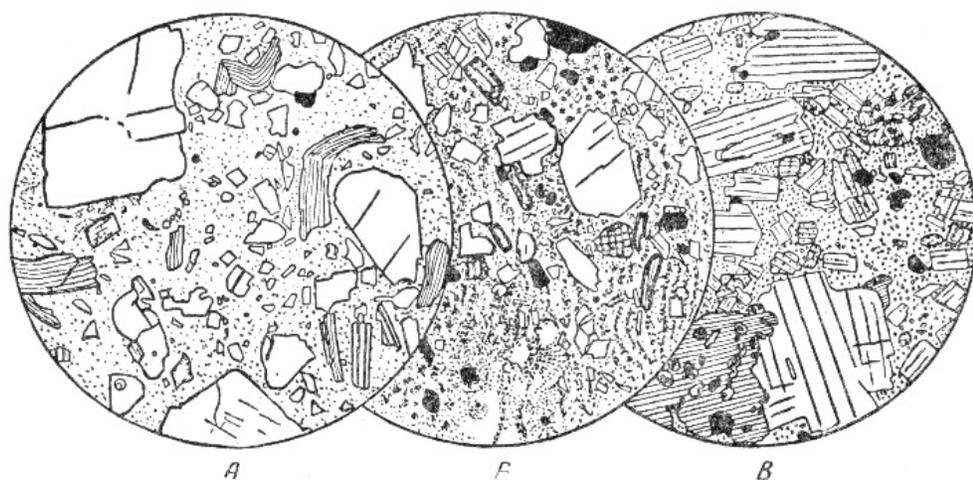


Рис. 27. **Кварцовий латит.** А – уламки андезину, санідину, рогової обманки та викривленого порушеного біотиту в склуватій основній масі з дуже мілкими сферолітами (х 14); Б – подібний до А; уламки андезину, піроксену, рогової обманки та біотиту (біотит представлений двома уламками з чорними корельованими краями) у сферолітовій основній масі з дуже помітними текстурами течії (х 14); В – вкрапленики зонального андезину, біотиту та авгіту в мікропегматитовій основній масі. Небагато хлориту та магнетиту (х 24). Гори Сан-Хуан, Колорадо

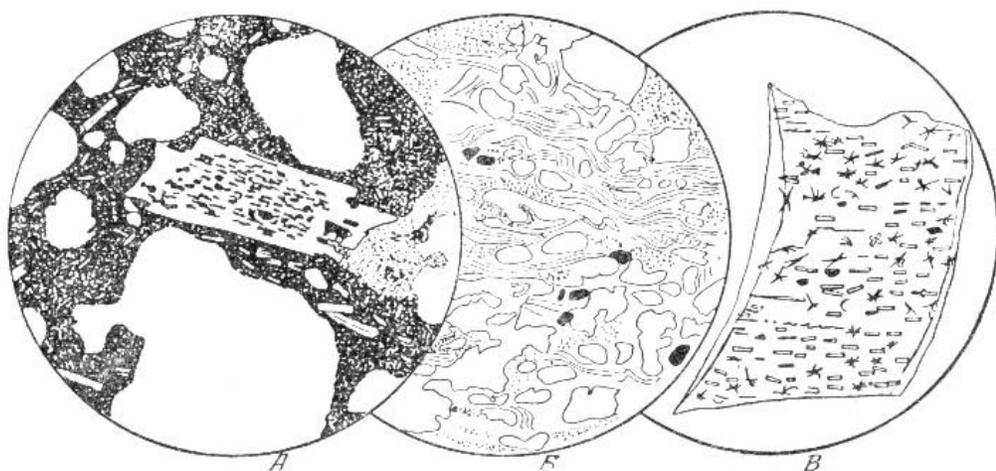


Рис. 28. А – **вулканічний попід.** Вкрапленики основного плагіоклазу та олівіну (у шліфі не бачимо) в пористому непрозорому зміненому склі. Кламат-Фоллс, Орегон (W-2); Б – **пемза.** Безбарвне пористе скло, яке характеризується структурами течії. Блек-Рок, Юта (W-3); В – **обсидіан.** Майже безбарвне скло містить мікроліти та кристаліти (х 50). Озеро Ко, Орегон (W-1)

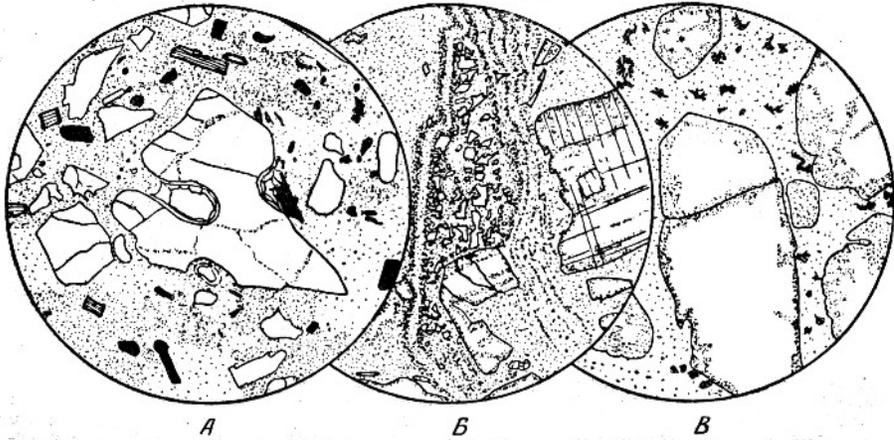


Рис. 29. *А* – рїолїт. Кутуваті “кородовані” зерна кварцу та лусочки біотиту, які мають чорну облямівку, в основній масі червонуватої скла. Білі ділянки – пустоти. Одна з цих пустот розташована у “затоці” зерна кварцу, розташованого у центрі шліфа (х 24). Ейзенбах, Угорщина; *Б* – кварцовий порфїр; місце відбору не відоме. Вкрапленики санїдину та невелика кількість плагіоклазу у вулканічному склі з текстурою течії. Помітна “пегматитова” зона, яка простягається через увесь шліф. Вона складена кварцом (світлий) і слабо зміненим польовим шпатом; *В* – порфїритовий рїолїт. Вкрапленики санїдину у фельзитовій основній масі (х 14). Південна Дакота

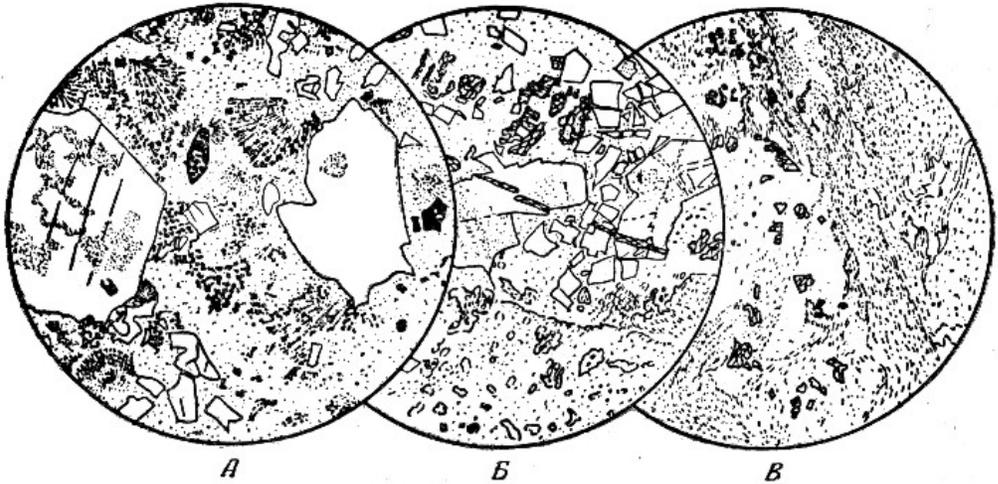


Рис. 30. *А* – рїолїт. Вкрапленики кварцу та серицитизованого і каоїнізованого плагіоклазу в сферолїтовій основній масі (х 14). Гори Сан-Хуан, Колорадо; *Б* – змінений рїолїт. У верхніх $\frac{2}{3}$ шліфа помітні вкрапленики та уламки в основній масі, яка складена з кварцу, тонкозернистого польового шпату, хлориту та карбонату. У нижній частини шліфа помітні зеленуватий серицит і хлорит (змінене скло). Найвні лусочки хлориту, скупчення та прожилки карбонату (х 24). Глен-Ко, Шотландія; *В* – змінений рїолїт. Тонкозернистий кварц і серицит, інколи деформований та частково забарвлений залістий карбонат є головними мінералами. Плямистий характер шліфа зумовлений частково збереженими сферолїтовими та перлітовими текстурами (х 14). Озеро Тїмагамі, Онтаріо

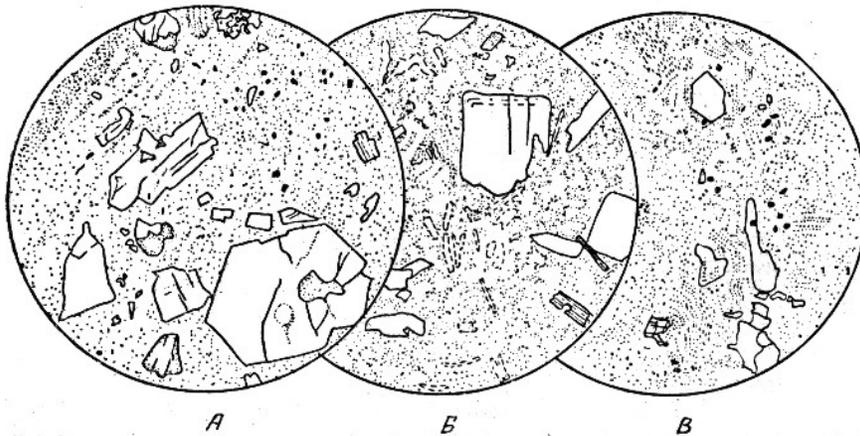


Рис. 31. **А – ріолітовий порфір.** Вкрапленики кварцу, олігоклазу та санідину трапляються в основній масі, яка складена з тонкозернистого кварцу й польового шпату; в основній масі помітна текстура течії. Вгорі шліфа спостерігаються невеликі зерна гранату (x 14). Округ Чафі, Колорадо (W-8); **Б – ріоліт.** Слабозональний олігоклаз, санідин, кварц і біотит трапляються в дуже тонкозернистій мікрокристалічній лускуватій основній масі. Можливо, це спечений ріолітовий туф (x 24). Кастл-Рок, Колорадо (W-7); **В – ріоліт.** Вкрапленики кварцу та альбіту розташовані в тонкозернистій кварцово-польовошпатовій основній масі, яка місцями має мікропегматитову структуру (зображену паралельними точковими лініями і штрихами). Наявна невелика кількість карбонату (x 24). Гора Рабі, Колорадо (W-6)

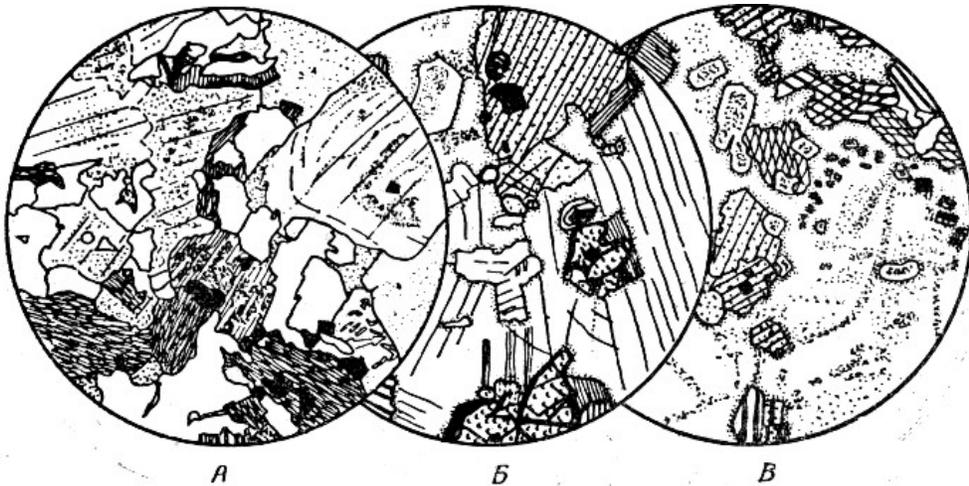


Рис. 32. **А – монцоніт.** Сосюритизований і серицитизований плагіоклаз і каолінізований ортоклаз (суцільні світлі точки) трапляються разом з волокнистою роговою обманкою, зміненим біотитом і кварцом, якого тут набагато більше, ніж у нормальному монцоніті. Акцесорні мінерали представлені магнетитом і апатитом (x 24). Сільвертон, Колорадо (W-24); **Б – монцоніт.** Гіпдіоморфні кристали плагіоклазу, авгіт, олівін, біотит і рогова обманка заключені в крупні зерна мікрокліну. Акцесорії – магнетит і апатит (x 14). Імір, Британська Колумбія; **В – монцоніт.** Кристали андезину й зонально розташовані зерна рогової обманки включені в пойкилітові таблички пертиту. Залізо-магнезійні мінерали представлені бурою та зеленою роговою обманкою, авгітом і біотитом. Наявні апатит і магнетит (x 10). Граба, Саксонія

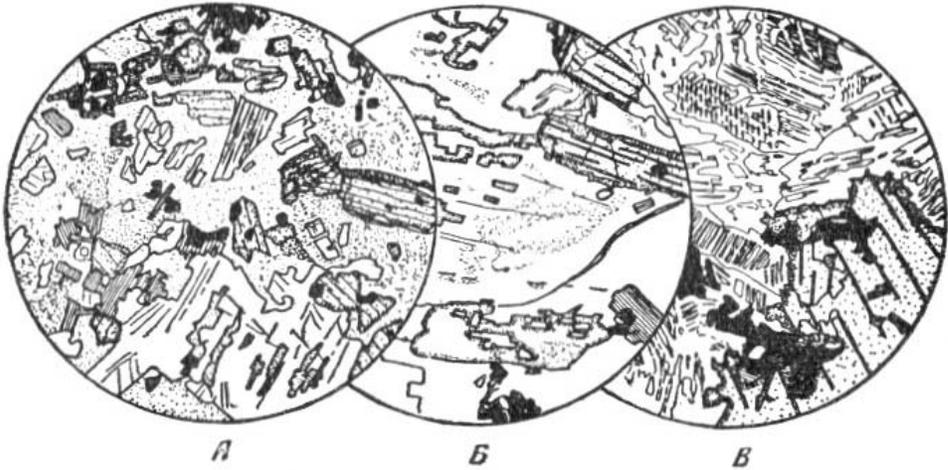


Рис. 33. А – **сієніт**. Олігоклаз-андезин, зональний авгіт (частково змінений у рогову обманку) і біотит оточені зміненим лужним польовим шпатом та зміненими фельдшпатоїдами (напевно, нозеаном, содалітом і нефеліном). Наявні магнетит і апатит (х 14). Руднік Годден-Сайкл, Колорадо (W-18); Б – **роговообманковий сієніт**. Натрієвий плагіоклаз і ортоклаз, які частково заміщені альбітом, супроводжуються зеленувато-бурою роговою обманкою (зі зміненими краями) і біотитом (х 10). Вермонт (W-19); В – **порфіритовий сієніт**. Головні мінерали – пертит і густо забарвлена рогова обманка. Наявні також біотит, магнетит і апатит. По всьому шліфу трапляються флюорит і фаяліт (х 10). Уосо, Вісконсин (W-20)



Рис. 34. А – **сієніт**. Головні мінерали – пертит, альбіт з антипертитовим мікрокліном, егірін і біотит. У цьому шліфі наявна невелика кількість кварцу, але в інших – знайдений нефелін. Антипертит, напевно, утворився внаслідок майже повної альбітизації мікроклін-пертиту (х 14). Салем-Нек, Массачусетс (W-22); Б – **нефеліновий сієніт**. Порода містить плагіоклаз, пертит, нефелін, содаліт (жирні точки), густо забарвлену рогову обманку, яка оточена натровим амфіболом, егірін і гранат. Акцесорні мінерали представлені сфеном (титанітом) і апатитом. Нефелін утворює однакові за розмірами зерна, розбиті глибокими випнутими тріщинами (х 10). Гора Ройал, Квебек; В – **діорит, нефеліновий сієніт**. Нефелін (неправильні зерна в центральній і нижній ділянках шліфа) містяться в зернистому альбіті. Пертит у вигляді зерен і реліктів в альбіті. Наявні також рогова обманка, біотит, титаніт і циркон (х 14). Норвегія

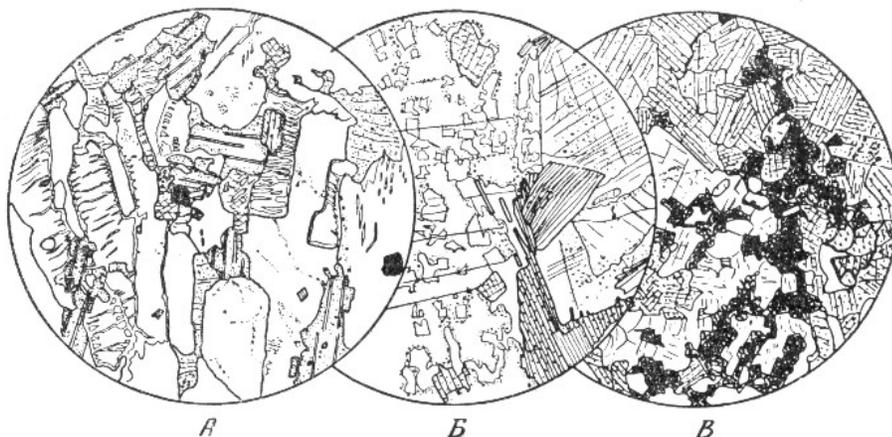


Рис. 35. *А* – **нефелін-содалітовий сієніт**. Видовжені гіпідіоморфні кристали пертиту та натрового польового шпату супроводжуються нефеліном, який розташований у проміжках між зернами (показаний точками), і содалітом (перетинаюча штриховка). Залізо-магнезіальні мінерали – рогова обманка, невелика кількість егірину і біотиту (x 14). Ред-Хіл, Нью-Гемпшир (W-23); *Б* – **нефеліновий сієніт**. Нефелін (у правій ділянці шліфа) та крупнозернистий пертит з альбітом між ними. Залізо-магнезіальні мінерали – егірин і біотит. У пертиті є включення содаліту (вгорі в центрі і трохи нижче) (x 10). Магнет-Ков, Арканзас; *В* – **мельтейгіт**. Головні мінерали – егірин і гранат (майже непрозорий). Нефелін є єдиним лейкократовим мінералом і заміщується цеолітом і канкринітом. Акцесорні мінерали представлені апатитом і сфеном (титанітом) (x 14). Магнет-Ков, Арканзас



Рис. 36. *А* – **трахіт**. Крупні вкрапленики андезину, невеликі вкрапленики біотиту (з перекристалізованими краями), вкрапленики авгіту і плагіоклазу в основній масі, яка складена зі зміненого лужного польового шпату з деякою кількістю хлориту. Акцесорні мінерали представлені апатитом, титанітом і магнетитом. Наявна невелика кількість кварцу (x 14). Драхенфельс, Німеччина; *Б* – **трахіт**. Невеликі вкрапленики санідину, які охоплюють корельований плагіоклаз, і призми авгіту розсіяні в основній масі, яка, напевно, складена з лейст санідину та має трахітову структуру. Видовжені агрегати авгіту та магнетиту представляють псевдоморфози по вкрапленикам рогової обманки. Невелика кількість тридиміту (s-подібні умовні позначення) тяжіє до пустот (біле) (x 24). Айзенберг, Саксонія; *В* – **егіриновий трахіт**. Вкрапленики санідину трапляються в повнокристалічній пористій основній масі, яка складена з лейст санідину та призм егірину. Зібенгебірге, Німеччина

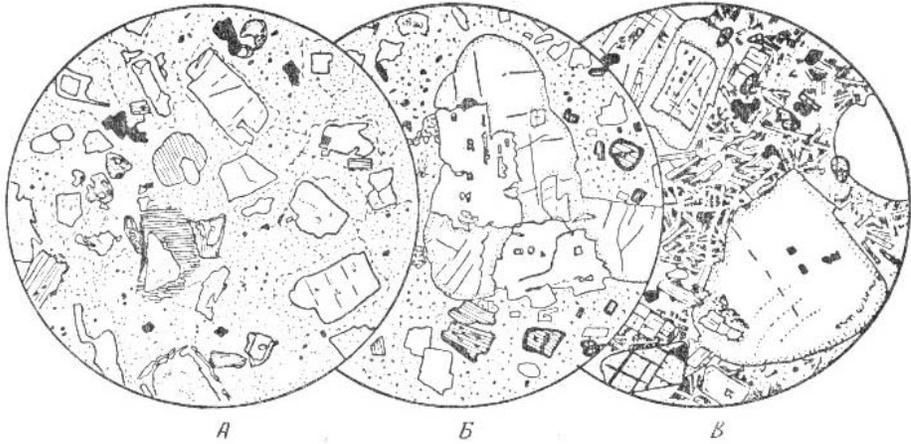


Рис. 37. А – **трахіт**. Вкрапленики олігоклазу оточені калієвим польовим шпатом і пертитом (зліва). Разом з біотитом і хлоритом вони входять до основи маси, яка складена з польового шпату. Наявна невелика кількість кварцу, біла слюда і глинистий мінерал (x 14). Мінерал-Хіл, Колорадо (W-17); Б – **трахіандезит**. Корельовані вкрапленики середнього плагіоклазу оточені санідином. Разом з біотитом і невеликими зернами плагіоклазу вони вкраплені в основну масу, яка складена з плагіоклазу і лужного польового шпату з деякою кількістю тридиміту (x 14). Зібенгебірге, Німеччина; В – **авгітовий трахіт**. Вкрапленики авгіту і корельованого плагіоклазу, які оточені санідином, входять до основної маси, що складена з плагіоклазу, санідину і зміненого вулканічного скла (x 24). Кастьєль-д'Ішиа, Італія

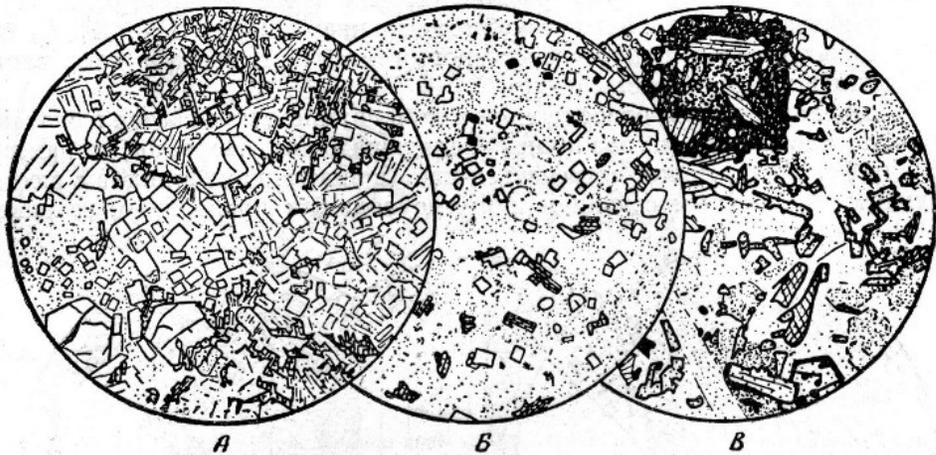


Рис. 38. А – **фоноліт**. Гіпідіоморфні до ідіоморфних кристали нефеліну в основній масі, яка складена з санідину і пойкилітового егірину (x 24). Замкова гора, Чехія; Б – **фоноліт**. Кристали і зерна нефеліну з санідином, егірином і плагіоклазом. Наявні також мінерали содалітової групи і, можливо, анальцим. Вторинні мінерали представлені карбонатом і серицитом (x 24). Кріпл-Крик, Колорадо; В – **трахітоїдний фоноліт**. До основної маси, яка складена зі змінених фельдшпатоїдів і лужного польового шпату, входять призми егірину та зональний гранат (зверху). Наявні апатит, канкриніт і багато карбонату (x 14). Кайзерштуль, Німеччина



Рис. 39. **А – лейцитифір.** Кристали лейциту і нозеану (або гаюїну) з чорними нерівними краями трапляються в основній масі санідину, нефеліну, лейциту і продуктів змін, враховуючи карбонат. Залізо-магнезійний мінерал представлений егірином (з егірин-авгітом). Акцесорії охоплюють магнетит, апатит і титаніт (x 10). Лаахерське озеро, Німеччина; **Б – содалітовий трахіт.** Основні складові частини: лейсти санідину, інтерстиціальний авгіт і скупчення содаліту (показані правильно розташованими точками); деяка кількість змінених ділянок і магнетиту (x 24). Кастель-д'Ішиа; **В – гаюїновий трахіт.** Кристали й зерна санідину, плагіоклазу, гаюїну (правильно розташовані точки), егірин-авгіту та рогової обманки входять до пухиристого скла (x 14). Лаахерське озеро

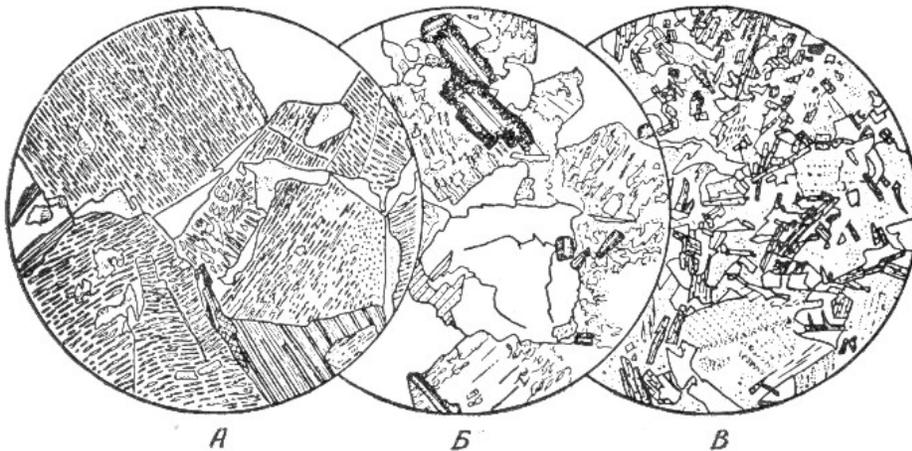


Рис. 40. **А – лужний граніт.** Головні мінерали – пертит і кварц, невелика кількість альбіту (головно вздовж границь пертитових зерен), рібекіт (часто розташовані площини спайності) і егірин (перетинаюча спайність) (x 14). Куінсі, Массачусетс (W-13); **Б – лужний граніт (експіт-порфір).** Кварц, пертит і невелика кількість вторинного альбіту супроводжуються егірином і сірим до голубого, лужним амфіболом. Район Осло, Норвегія; **В – грорудит.** Жильна порода, яка складена з егірину, пертиту і кварцу (x 24). Поблизу Осло, Норвегія

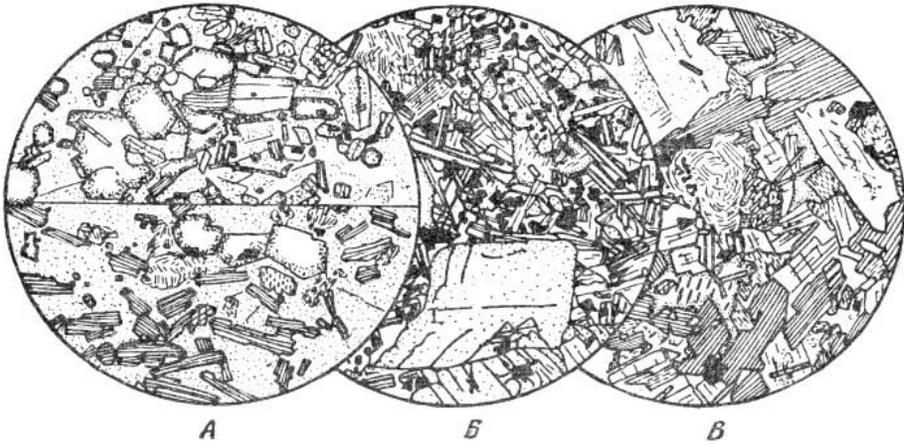


Рис. 41. А – (вгорі) **авгітова мінетта**. Ідіоморфний біотит з темно-бурими краями і невелика кількість авгіту в основній масі, яка складена лужним польовим шпатом з тонкорозпилим гематитом. Наявна невелика кількість хлориту, кварц і акцесорії – магнетит і апатит (х 24). Спессбург, Вогези; А (внизу) – **мінетта**. Ідіоморфні листочки біотиту в основній масі лужного польового шпату (ортоклаз і альбіт). Вторинні мінерали представлені серицитом, хлоритом і карбонатом. Акцесорії – магнетит і апатит (х 24). Бріс, Онтаріо; Б – **камптоніт**. Вкрапленики зонального титан-авгіту і серицитизованого плагіоклазу (вгорі зліва) в основній масі, яка складена з бурої рогової обманки, плагіоклазу, калієвого польового шпату та магнетиту (х 24). Камптон, Вермонт; В – **керсантит**. Вкрапленики біотиту, зонального плагіоклазу та псевдоморфози тальку по олівину (в центрі шліфа) в основній масі, яка складена з плагіоклазу, пертиту, невеликої кількості рогової обманки та авгіту. Акцесорні мінерали представлені видовженими призмами апатиту й магнетитом (х 24). Лангеншвальбах, Німеччина

Зміст

1. КРИСТАЛООПТИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ МІНЕРАЛІВ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД.....	3
1.1. Кристалооптичні явища.....	3
1.2. Мікроскопічні методи досліджень	9
1.3. Ортоскопічний метод досліджень	12
1.3.1. Спостереження за одного ніколя	12
1.3.2. Спостереження в схрещених ніколях	19
1.4. Коноскопичний метод досліджень	29
1.4.1. Фігури інтерференції одновісних кристалів.....	30
1.4.2. Фігури інтерференції двовісних кристалів	32
Питання для контролю.....	35
 2. ПОРОДОТВІРНІ МІНЕРАЛИ	36
2.1. Польові шпати.....	40
2.2. Мінерали кремнезему.....	55
2.3. Олівіни	58
2.4. Піроксени.....	62
2.5. Амфіболи.....	70
2.6. Слюди	74
2.7. Фельдшпатоїди	76
2.8. Акцесорні мінерали	81
2.9. Вторинні мінерали.....	84
Питання для контролю.....	87
 3. МАГМАТИЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	88
3.1. Поняття та основи систематики магматичних порід	88
3.2. Прояви магматизму в земній корі.....	103
3.2.1. Прояви магматизму в приповерхневих умовах	103
3.2.2. Прояви магматизму в глибинних умовах.....	115
3.2.2.1. Алохтонні плутонічні тіла	115
3.2.2.2. Автохтонні плутонічні та плутонометаморфічні тіла	123
3.2.3. Будова магматичних порід	128
3.3. Силікатні магматичні породи.....	133

3.3.1. Ультрасновні породи	133
3.3.1.1. Породи нормального ряду	134
3.3.1.2. Ультрасновні породи сублужного ряду	140
3.3.1.3. Ультрасновні породи лужного ряду	142
3.3.2. Основні породи	146
3.3.2.1. Основні породи нормального ряду	148
3.3.2.2. Основні породи сублужного ряду	153
3.3.2.3. Основні породи лужного ряду	154
3.3.3. Середні магматичні породи	157
3.3.3.1. Середні породи нормального ряду	157
3.3.3.2. Середні породи сублужного ряду	162
3.3.3.3. Середні породи лужного ряду	166
3.3.4. Кислі породи	171
3.3.4.1. Кислі породи нормального ряду	172
3.3.4.2. Породи сублужного ряду	180
3.3.4.3. Породи лужного ряду	183
3.3.5. Асхістові та діасхістові жильні породи	184
3.4. Карбонатні магматичні породи	188
3.5. Деякі особливості хімічного складу магматичних порід	190
3.6. Процеси утворення магматичних порід	196
3.6.1. Будова, склад і динаміка Землі	197
3.6.2. Зародження магматичних розплавів	211
3.6.3. Диференціація та кристалізація магматичних розплавів	223
3.6.4. Утворення магматичних порід метасоматичним шляхом	231
3.6.5. Утворення магматичних порід шляхом регіональної гранітизації	233
3.6.6. Постмагматичні утворення	235
Питання для контролю	237
4. СПОЛУЧЕННЯ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД	238
4.1. Зміст поняття та види сполучень магматичних порід	238
4.2. Магматичні комплекси	244
4.3. Вулканічні серії	248
4.4. Геохімічні типи гранітоїдів	252
4.5. Магматичні формації	254
4.5.1. Історія вивчення та проблеми досліджень формацій	254
4.5.2. Виділення та систематика магматичних формацій	259
4.5.3. Автохтонні формації	268
4.5.4. Паравтохтонні формації	273
4.5.5. Алохтонні плутонічні формації	277
4.5.5.1. Родини ультрамафіт-мафічних формацій	278
4.5.5.2. Родина мафічно-салічних формацій	313

4.5.5.3. Салічні формації.....	321
4.6. Магматичні асоціації.....	331
4.6.1. Головні положення глобальної тектоніки щодо вивчення сполучень магматичних порід.....	332
4.6.2. Асоціації океанів та зон переходу океан – континент	335
4.6.3. Асоціації платформ	342
4.6.4. Магматичні асоціації складчастих поясів	356
4.6.5. Асоціації областей активізації.....	365
4.6.6. Асоціації нез'ясованого геологічного положення	375
ПІСЛЯМОВА	377
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	382
ДОДАТОК 1. Вигляд головних породотвірних мінералів.....	385
ДОДАТОК 2. Приклади структур магматичних порід.....	400

Навчальне видання

**Кирило Ігорович СВЄШНІКОВ,
Ірина Володимирівна ПОБЕРЕЖСЬКА,
Юрій Петрович ДОРОШЕНКО**

МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ ТА ПОРОДНІ СПОЛУЧЕННЯ

**(ПЕТРОГРАФІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ,
МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ)**

Навчальний посібник

Редактор *Н. Плиса*
Технічний коректор *С. Сенік*
Комп'ютерне верстання *Н. Лобач, Н. Буряк*

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 34,5. Тираж 300 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, Львів, 79000.

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007

Видруковано у книжковій друкарні "Коло"
82100, вул. Бориславська, 8, м. Дрогобич, Львівської обл.

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 498 від 20.06.2001