

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

К.І. Свешніков, І.В.Побережська
Природні сполучення магматичних порід

Текст лекцій

Львів
Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
2005

УДК 55 (477,8) (УДК 550.837)
ББК ДЗ(4УКР5)я73-4

Свєшніков К.І., Побережська І.В. Природні сполучення магматичних гірських порід:
Текст лекцій. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 88 с.

Коротко викладено питання теорії та практики дослідження сполучень магматичних гірських порід, які трапляються в природі. Особливу увагу приділено аналізу сполучень різного ступеня складності та їхніх відмінностей, оскільки проблема виділення сполучень різних рангів – найактуальніша сьогодні у всьому вченні про магматичні утворення

Для студентів геологічного факультету.

Рекомендовано до друку вченою радою Львівського національного університету імені Івана Франка.

Протокол № 2/6 від 30 червня 2004 року

Рецензенти: *д-р геол.-мін. наук, проф., О.П. Бобрісвич;
д-р геол.-мін. наук, проф., З.М. Ляшкевич;
канд. геол.-мін. наук, доц., А.М. Лисак
(Львів. геол. т-во)*

Редактор М.М. Мартиняк

© СвєшніковК.І., Побережська І.В., 2004

ВСТУП

Магматичні гірські породи, як звичайно, трапляються в природі не самі по собі, а утворюють певні закономірні природні сполучення, які повторюються в просторі й часі. Факт існування таких сполучень (споріднених груп, серій, свит магматичних порід) фіксували петрографи ще всередині 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; 1888 р. Ф.Ю.Левінсон–Лесінг застосував для виділення сполучень магматичних порід старий геологічний термін “формація”. Наприкінці XIX – на початку XX ст. польовими дослідженнями відокремлено дві найпоширеніші у природі групи базальтів: базальти–трахіти–фоноліти та базальти–андезити–ріоліти. Х. Розенбуш 1907 р. назвав ці групи, відповідно, лужною та вапнисто–лужною. Одним із перших наявність у природі споріднених груп магматичних порід інтерпретував Л. Боуен у 1928 р.і, який увів поняття магматичної асоціації – сукупності магматичних порід, пов’язаних спільністю походження, тобто похідних (дериватів) однієї первинної магми (Bowen, 1982). Л.Боуен наголошував, що ключовими проблемами дослідження їх є необхідність пояснення різноманітності вивержених порід, по–перше, в межах однієї асоціації, і, по–друге, між різними асоціаціями. Цей дослідник зазначав, що розділення порід у межах однієї асоціації на окремі різновиди завжди буде певною мірою умовним (оскільки межі між породними різновидами у всіх класифікаціях умовні), тоді як розподіл 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 того чи іншого сполучення та з’ясування відповідності окремих членів сполучення різним стадіям процесу; пошук стійких відмінностей між сполученнями різних типів [15, с. 76].

Дослідження в цих двох напрямках тривають і досі. Приблизно до 60–х років XX ст. головну увагу приділяли вивченню окремо взятих порід та процесів диференціації у межах окремих сполучень. За цей час запропоновано низку класифікацій магматичних порід; з огляду на зазначену вище умовність між межами систематизаційних підрозділів такі класифікації постійно уточнюються. Що стосується сполучень магматичних порід, то хоча особливості їх вивчали впродовж усього XX ст., у геології мало є галузей, які були б настільки заплутані, як учення про сполучення магматичних порід. Однакові сполучення різні дослідники постійно називають різними термінами; в один і той же термін дуже часто вкладають цілком різний зміст, і, що найгірше, об’єми сполучень в одному і тому ж регіоні постійно переглядають. Щодо цього класичним прикладом є історія досліджень магматичних

утворень Українського щита: практично 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 вивченнями магматичних утворень (картуванням, розшуками магматогенних корисних копалин та ін.), 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 почасти й на інших планетах.

Результати всіх попередніх досліджень дають змогу сформулювати такі положення, які потрібно враховувати під час вивчення сполучень магматичних порід: 1) уся планета є цілісною фізико-хімічною системою; еволюція її визначена, передусім, ендегенними процесами, серед яких провідну роль відіграють процеси пошуку речовиною гравітаційної рівноваги; 2) механічні переміщення речовини (тобто, тектонічні рухи) 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, що призводить ті чи інші 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) є регіональними і часто не збігаються з тектонічними структурами на поверхні Землі (зонами розломів чи структурн-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.

Однак незважаючи на посилений інтерес до вивчення сполучень магматичних порід, створення їхньої класифікації ще далеке від завершення, а ті поодинокі спроби, зроблені на так званій формаційній основі (див. нижче), фактично є не класифікаціями, а переліком частини відомих конкретних сполучень. Кількість фактичного матеріалу в цій галузі науки

невпинно зростає і зміст підручників із курсу “Петрографія кристалічних порід”, за якими цей предмет читають студентам геологічних спеціальностей, щораз більше відстає від сучасного рівня науки. Для ліквідації розриву цей курс потрібно доповнити циклом лекцій на тему “природні сполучення магматичних гірських порід”. Підручників із цих розділів немає, а окремі наукові монографії неповні та важко доступні. Усе це спонукало до написання пропонованого тексту лекцій.

Основою книги стали узагальнення найвідомішого фактичного матеріалу практично з усього світу, наведені в серії монографічних праць про магматичні породи різних груп, виданих у 1980–х роках Академією наук СРСР [7-9]. Серед узагальнень, зроблених західними геологами, студентам для самостійної роботи рекомендовано “Петрологию изверженных пород” [15] та “Структурную геологию и тектонику плит” [12]. Оскільки під час опису асоціацій постійно доводиться оперувати різноманітними петрографічними назвами, то для полегшення сприйняття в табл. 1 наведена класифікація магматичних порід, за [7].

Таблиця 1

Класифікація магматичних порід за [7]. Умовні скорочення: Аб – альбіт; Бі – біотит; Ег – егірин; Кш – калієвий польовий шпат; Лейц – лейцит; Мс – мусковіт; Неф – нефелін; Ол – олівін; Орх – орхопіроксен; Пір – піроксен; Пл – плагіоклаз; Ро – рогова обманка; Срх – клинопіроксен; Фш – фельдшпатоїди (нефелін, лейцит та ін.); Хр – хроміт.

Ряди	Порода	Ультраосновні (SiO ₂ =30-44%)		Основні (SiO ₂ =44-53%)		Середні (SiO ₂ =53-64%)		Кислі (SiO ₂ =64-78%)			
Нормальний	Плутонічна	Дуніти (Ол+Хр)	Перидотити: лерцоліти (Ол+Орх+Срх), гарцбургіти(Ол+Орх), верліти (Ол+Срх), шрісгейміти(Ро+Срх), кортландити(Ро+Орх)		Піроксеніти (вебстерити з Орх та Срх),горнблендити, габроїди (Пл+Срх±Ол,Орх)		Діорити (Пл+Ро)	Кварцові діорити (Пл+Ро+Кв)	Гранодіорити (Пл>Кш,Кв)	Граніти (Пл+Кш+Кв+Бі±Мс)	Лейкограніти (Пл+Кш+Кв)
	Вулканічна	Меймечити (Ол)	Коматііти (Ол+Срх)	Пікрити (Ол+Срх+Ро)	Пікробазальти (Ол+Пл+Срх)	Базальти (Пл+Срх±Ол)	Андезито-базальти	Андезити (Mg-андезити=бонініти, маріаніти)	Дацити	Ріодацити	Ріоліти
Сублужний	Плутонічна					Субл. діорити, монцоніти (Пл>Кш)	Субл.кв. діорити, кв монцоніти	Кв сієніти (Кш+Кв±Пл, Ро,Пір)		Сублужні граніти (Пл+Кш+Кв+Ро+Бі)	Сублужні лейкограніти
	Вулканічна			Трахібазальти (гавайіти – андезинові, муджієрити - олігоклазові шошоніти - з Кш, абсарокіти=меланошошоніти)		Трахіандезито-базальти, латити	Трахіандезити, кв. латити	Трахідацити		Трахіріодацити	Трахіріоліти
Лужний	Плутонічна	Мелілітоліти	Ультраосновні фойдоліти (Срх+Неф,Ол) Якупірангіти (Срх>>Неф) Мельтейгіти(Срх>Неф) Йюліти (Неф>Срх) Уртіти (Неф>>Срх)		Основні фойдоліти (Фш+Срх±Кш)	Лужні габроїди (Тераліти Пл>Кш+Неф; Есексити Пл=Кш+Неф; Шонкініти - з Кш)	Фельдшпатоїдні сієніти: Неф+Кш+Пл-міаскіти, Неф+Кш-фойяіти, Неф+Кш+Аб-луяврити, Неф+Аб-маріуполіти	Лужні сієніти (Кш+Аб+Ег+Ро)	Лужні кв сієніти (Кш+Кв+Пір,Ро луж)	Лужні граніти (Кш+Аб+Кв+Ро, Пір луж)	Лужні лейкограніти
	Вулканічна	Мелілітати	Ультраосновні фойдіти (Фш>Срх), нефелініти, лейцитити	Лужні пікрити (Ол+Срх>Фш)	Основні фойдіти Фш+Срх 1)Нефелініти, лейцитити 2)Лужні базальтоїди базаніти (Пл,Неф), тефрити(Пл>Кш,Неф) Лужні трахібазальти (Пл=Кш,Неф,Лейц) 3)Основні фоноліти (Кш>Фш)	Фоноліти (Фш+Кш+Пір,Ро луж)	Лужні трахіти (Кш+Аб+Пір, Ролужн.)	Лужні Трахідацити	Пантелерити	Комендіти	

1. ТИПИ СПОЛУЧЕНЬ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Головне завдання, яке стоїть перед геологом під час дослідження будь-якого району, полягає в потребі розчленування всієї сукупності порід одного генетичного класу (осадових, магматичних, метаморфічних) на певні підрозділи (за віком, генезисом чи іншими ознаками). Головна перепона, з якою стикається геолог у разі спроб розчленування сукупності магматичних порід, – складність визначення меж підрозділів як у просторі, так і в часі. На відміну від осадових товщ, де близькі за віком і походженням породи асоціюють між собою в розрізі, однакові 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. З огляду на це, незважаючи на весь арсенал точних методів (петрохімічні, геохімічні, радіологічні, ізотопні дослідження), у разі розчленування таких сукупностей не вдається уникнути певної частки суб'єктивізму, оскільки отримані цифри складу чи віку, все ж таки, незалежно від об'єктивної природи, можуть інтерпретувати різні дослідники 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

За глибиною утворення магматичні гірські породи поділяють на вулканічні (нерозкristалізовані або неповністю розкristалізовані) та плутонічні (повністю розкristалізовані). Вулканогенні виливались на земну поверхню й утворювали *конуси*, *потоки* та *покриви*. Плутонічні виникали на глибині й утворювали *масиви* різної форми та розмірів і *дайки* (жильні тіла плито- чи пластоподібної форми). Класифікацію магматичних тіл за їхньою формою та розмірами (вулкани, лавові потоки, штоки, лополіти, лаколіти, дайки і тощо) вивчають в курсах “Загальна геологія” та “Петрографія кристалічних порід”. В окремих, дуже рідкісних випадках, у межах кожного магматичного тіла за складом (за різними наборами породоутворювальних мінералів чи лише за різними кількісними співвідношеннями їх), або – структурно-текстурними ознаками (наприклад, у разі наближення до меж тіла породи можуть ставати більше дрібнозернистими чи порфіроподібними) виділяють щонайменше декілька породних різновидів. Тобто, кожне таке тіло вже складене певним природним сполученням порід, а форма ділянок, утворених породами (для зручності такі ділянки можна з деякою часткою умовності розглядати як

однопородні тіла) і спосіб розташування їх у просторі зумовлюють *внутрішню будову (структуру)* магматичного тіла.

Тіла, складені вулканічними та спорідненими – осадово-вулканогенними породами, утворюють конструктивні та деструктивні форми. *Конструктивні форми вулканічних тіл* можуть бути представлені окремими потоками, покривами, вулканічними плато (що складені численними потоками та покривами), вулканічними підняттями (виливами з однієї чи декількох тріщин, що утворюють щось на зразок цоколю, на який насаджені вулканічні конуси), власне вулканами чи вулканічними конусами (серед них розрізняють щитові, складені багаторазовими виливами розплаву, та стратовулкани, складені продуктами виливів лави, експлозій та вулканогенно-осадовим матеріалом). Типовим представником щитових є один із найбільших на Землі вулкан Мауна-Лоа в групі Гавайських островів. Його вершина піднімається на 4170 м над рівнем моря, а, якщо врахувати його підводну частину, яка становить близько 5 км, то висота вулкана перевищує найвищу гору на континентах – Еверест (Джомолунгму). Об'єм вулканічного матеріалу Мауна-Лоа – близько 25 тис. км³. Типовими представниками стратовулканів є найвища гора Японії Фудзіяма та найвища гора Камчатки Ключевська сопка (для порівняння, сопка має висоту близько 4000 м, а об'єм її становить лише 15 км³). Вулканічна діяльність доведена сьогодні й на інших планетах Сонячної системи. Зокрема, на Марсі виявлено найбільший з відомих у межах системи вулкан Олімп, висота якого перевищує 26 км. За винятком окремих потоків та невеликих вулканічних конусів, складених продуктами одноактного виливу чи вибуху, переважна частина вулканічних тіл є поліхронними утвореннями. За внутрішньою будовою вулканічні тіла подібні до осадових товщ зі слідами численних перерв осадонакопичення і їх досліджують подібними методами – тут відокремлюють шари певного складу і потужності, і далі вивчають закономірності їхнього розташування в загальному розрізі вулканічного потоку. Головне питання, яке виникає під час дослідження: розглядати ті чи інші групи лавових потоків як похідні однієї вихідної магми (і, відповідно, об'єднувати їх в один геологічний підрозділ) або різних магматичних розплавів (і зачисляти їх у такому випадку до різних підрозділів).

До *деструктивних проявів вулканічної діяльності* належать кратери та кальдери (кальдери поділяють на ерозійні та осідання), які можуть бути виповнені осадово-вулканогенним матеріалом.

Є ще одна група порід вулканічного вигляду, яка виникає внаслідок ударів об Землю метеоритів. Уважають, що під час удару середнього за розмірами метеорита фізичні властивості земних порід у місці удару змінюються на глибину до 25 км, а температура може підвищитись до 3000 – 4000° С (тоді як для появи магматичних розплавів достатньо

температури 1000 – 1500° С). Отже, внаслідок метеоритного удару можуть виникати магматичні розплави, які застигатимуть у вигляді скла або частково розкристалізованих, подібних до вулканічних порід. Такі породи називають *імпактітами*, а геологічні структури, які виникають унаслідок удару метеорита – *астроблемами*.

Тіла, у складі яких беруть участь розкристалізовані породи, поділяють на плутонічні та плутонометаморфічні [12].

Плутонічні тіла складені плутонічними гірськими породами; у невеликій кількості можуть містити включення (ксеноліти, скіаліти¹) вміщених осадових чи метаморфічних порід. Ці тіла бувають *автохтонні* – непереміщені (і у такому випадку в них є скіаліти, складені породами, елементи залягання яких збігаються з елементами залягання порід, що вміщують тіло) та *алохтонні* – переміщені (вони містять ксеноліти, зміщені та розвернуті щодо навколишніх порід). За структурними особливостями плутонічні тіла поділяють на три головні типи – зональної, плямистої та смугоподібної будови (рис. 1.1.).

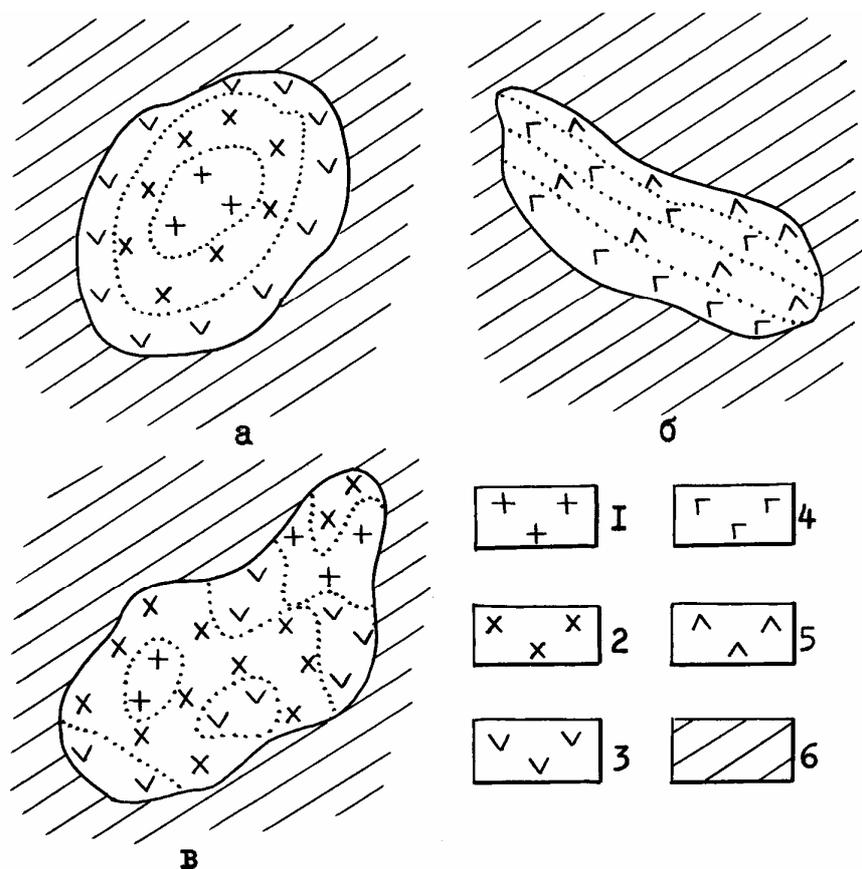


Рис. 1.1. Типи будови плутонічних одноактних тіл (у плані): а – тіло зональної будови; б – тіло смугоподібної будови; в – тіло плямистої будови; 1 – граніти; 2 – гранодіорити; 3 – діорити; 4 – габро; 5 – анартозити; 6 – вмісні породи.

¹ Ксеноліти – включення чужорідних порід, які зазнали просторових переміщень; скіаліти – включення, складені не переміщеними породами

У тілах *зональної будови* від центра до приконтартових частин простежуються певні зміни, пов'язані або зі швидшим застиганням периферійних частин (з'являються більше дрібнозернисті часом субвулканічного вигляду породні відміни), або з захопленням і переробкою (переплавленням) підвищеної кількості ксенолітів у периферійних частинах (унаслідок цього тут виникають дещо інші за складом, переважно більш основні відміни).

Тіла *плямистої будови* відрізняються неправильним розташуванням ділянок, збагачених так чи інакше переробленими ксенолітами або змінених унаслідок пізньопостмагматичних процесів (наприклад, ділянок грейзенізації з утворенням кварц-мусковітового агрегату по гранітах). Найчастіше плямиста будова простежується у верхніх приконтартових (апикальних) частинах плутонічних тіл.

Тіла *смугоподібної будови* поділяють на власне смугоподібні та розшаровані. Для власне смугоподібних характерна наявність смуг із нечітко вираженими контактами, найчастіше такі смуги виникають під впливом тектонічних факторів (смугоподібна будова, наприклад, властива масивам порід ультраосновного складу, які, як вважають, витискалися у кашоподібному, не повністю закристалізованому стані по тектонічних розломах на вищі горизонти).

У розшарованих плутонічних масивах наявна велика кількість шарів потужністю від десятків метрів до часток сантиметра, відокремлених між собою чіткими різкими межами. Нерідко таке перешаровування ритмічне і багато в чому нагадує перешаровування в осадових товщах. Межі між породними відмінами в плутонічних тілах можуть бути різкими і чіткими (у випадку розшарованих масивів), частіше ж вони поступові й простежуються з певною часткою умовності (у тілах інших типів будови); головна особливість кожного окремо взятого плутонічного тіла полягає в тому, що всі породні відміни, які складають плутонічне тіло, утворились одночасно і на межах складених ними ділянок (однопородних тіл) не спостерігають ознак знищення одних порід іншими. Такі межі чи переходи від одних порід до інших в одному плутонічному тілі можна назвати пасивними контактами, і, на відміну від зовнішніх контактів тіла, які є у всіх випадках активними², породи навколо пасивних контактів не піддаються змінам.

У випадку пасивних контактів у породах, які контактують між собою, ніяких колоконтартових змін не відбувається. У випадку активних контактів у пізніших породах, які

² Під час дослідження деяких, переважно розшарованих масивів часом спостерігають явище виникнення активних контактів між певними породними різновидами в одних ділянках, за наявності пасивних контактів між тими ж різновидами в інших ділянках одного і того ж 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 і призводили до незначного переміщення ще не застиглих порцій розплаву стосовно до вже застиглих (рис. 1.2.).

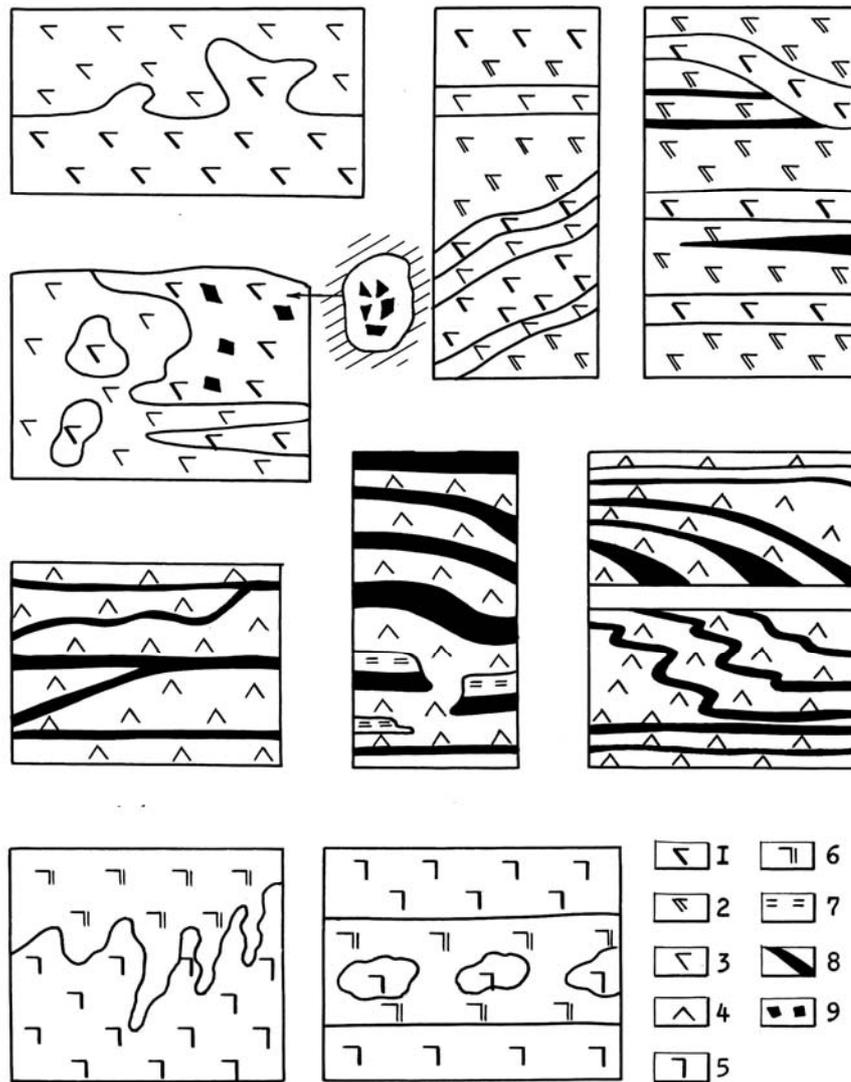


Рис. 2.2. Приклади порушень розшарованості в габроїдних масивах під впливом тектонічних рухів під час застигання розплаву: 1-3 – мелано-, мезо- та лейкократові габроїди першої вікової генерації; 4 – габроїди другої вікової генерації; 5-6 – мелано- та мезократові габроїди третьої вікової генерації; 7 – габроїди, збагачені рудними мінералами; 8 – магнетит-ільменітові прошарки; 9 – зональні кристали – вкрапленики плагіоклазу з залишками в центральній частині піроксенів.

утворюють плутонічне тіло, поблизу контактів виникають ендоконтактові зміни, а в давніших – вміщуючих породах, або рамі масиву під впливом останнього поблизу контактів виявляються екзоконтактові зміни. Пасивні контакти є доказом того, що вся сукупність плутонічних порід, які складають одне плутонічне тіло, виникла одночасно: в алохтонних тілах унаслідок тих чи інших процесів диференціації однієї порції розплаву, яка вкорінилася з глибини в магматичну камеру, в автохтонних, навпаки, – унаслідок, швидше всього, одночасного виплавлення та подальшого застигання на тому ж місці однієї порції

розплаву. Отже, усі такі тіла, незалежно від їхньої внутрішньої будови та ступеня переміщеності, є одноактними за способом утворення. Крім внутрішньої будови плутонічних тіл, якщо є змога, враховують згідне чи незгідне співвідношення контактних площин масивів із заляганням вміщених товщ (конкордантність чи дискордантність); згідне чи незгідне 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 для розшифрування механізму утворення таких тіл.

У багатьох випадках різні за складом одноактні плутонічні тіла виявляються зближеними між собою в просторі. У цьому разі всі вони мають між собою активні контакти і кожне пізніше тіло під час укорінення частково (чи повністю) знищувало попередні. Такі групи одноактних тіл утворюють поліхронні плутонічні масиви³ (рис. 1.3.). Під час дослідження таких масивів перше завдання геолога полягає у визначенні за характером контактів вікової послідовності утворення одноактних тіл у межах масиву, а головне питання, на яке треба відповісти, таке: вся вікова послідовність одноактних тіл повинна бути об'єднана в якийсь один підрозділ, чи розділена на декілька самостійних підрозділів.

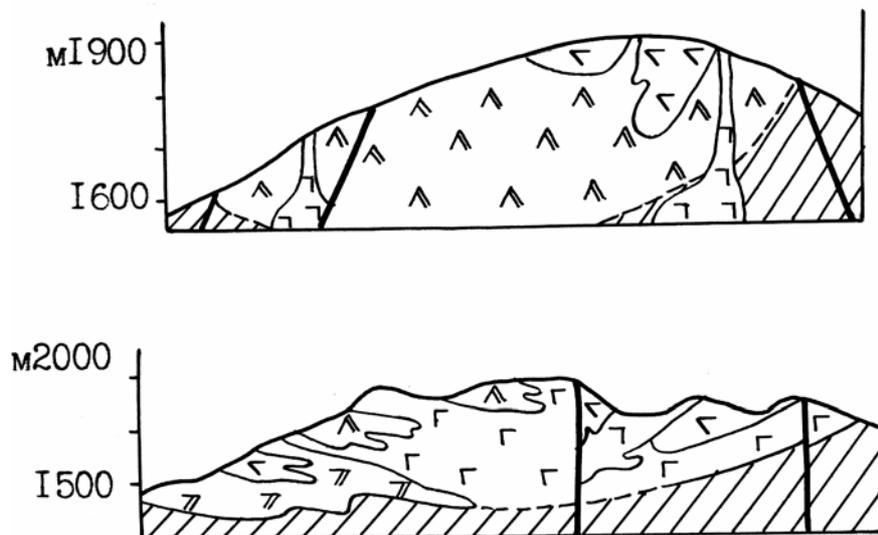


Рис. 1.3. Приклади будови поліхронних масивів (у розрізі), позначення ті ж, що на рис 1.2.

У природі відомі також тіла, що є проміжними між вулканічними та плутонічними – це так звані дайки та трубки вибуху. Вони мають форми, подібні до звичайних плутонічних тіл (дайок, штоків), однак вповнені пірокластичними породами, які містять уламки

³ Термін “масив” можна застосовувати до будь яких порівняно великих просторово обмежених виходів плутонічних тіл, складених як одним одноактним плутонічним тілом, так і їхніми поліхронними групами.

захоплених на глибині порід. Виникнення їх, звичайно, пояснюють перенасиченістю розплаву, який піднімається з глибин, леткими компонентами. На деякій глибині тиск газів перевищує тиск порід, що залягають вище, і відбувається вибух. Останнім часом висловлюють думки, що гази можуть “просвердловати” отвір у породах, що залагають вище, який потім заповнює розплави.

Плутонометаморфічні тіла відрізняються від плутонічних постійною наявністю в більшій чи меншій кількості скіалітів метаморфічних порід, більш-менш рівномірно поширених по всій площі тіла. Як звичайно, 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 розділяють на мігматитові та гранітогнейсові. *Мігматитові тіла, або поля*₂ – це ділянки тісного перешаровування гранітоїдів та метаморфічних порід (гнейсів, кристалічних сланців). Найпоширеніший випадок – чергування прошарків порід цих двох класифікаційних груп потужністю від перших міліметрів до перших сантиметрів. У таких випадках відокремити плутонічну та метаморфічну складові практично неможливо, з огляду на це, їх описують як одну породу – смугастий мігматит⁴. На тлі тонкого перешаровування нерідко відокремлюються потужніші (до 10–20 м) згідні пластоподібні тіла гранітоїдів того ж складу. Часом таке чергування стає ритмічним. Метаморфічні породи в шарах малої потужності, як звичайно, підлягають інтенсивній перекристалізації, втрачають початкові структурно-текстурні особливості, тому багато хто з дослідників, описуючи мігматити, намагається не використовувати термін “прошарки плутонічних та метаморфічних порід” і заміняють їх, відповідно, термінами “лейкосома – меланосома” або “неосома – палеосома”. На підставі знахідок розплавних включень у мінералах більшість дослідників схиляється до висновку про магматичне (розплавне) походження прошарків лейкосоми, хоча в цьому випадку досить важко уявити тонке перешаровування розплавлених та нерозплавлених прошарків і витриманий характер їх на значних (порівняно з потужністю) відстанях. Незалежно від дискусій щодо способу утворення, появу гранітоїдів пов`язували з найінтенсивнішими проявами регіонального метаморфізму⁵, тому такі гранітоїди традиційно називають ультраметаморфічними, або ультраметагенними, а саме явище їхнього виникнення – ультраметаморфізмом. Однак, регіональні дослідження незаперечно засвідчили, що товщі, регіонально метаморфізовані при найвищих значеннях P – T (за умов так званої гранулітової фації), досить часто супроводжуються меншою кількістю гранітоїдів порівняно з товщами,

⁴ Уперше такі мігматити описані із застосуванням французького терміна – мігматити типу *lit-par-lit* (шар за шар)

⁵ Під регіональним метаморфізмом розуміють перекристалізацію вихідних порід приблизно в однакових P – T умовах на великих площах

які метаморфізовані при нижчих значеннях $P - T$ в умовах амфіболітової фації. Тому правильніше було б називати явище виникнення гранітоїдних плутонометаморфічних тіл не ультраметаморфізмом, а регіональною гранітизацією.

Смугасті мігматити є головною, проте не єдиною складовою мігматитових полів. Виділяють низку морфологічних відмін мігматитів, які, однак, не утворюють самостійних геологічних тіл, за винятком так званих брилоподібних мігматитів або агматитів. В агматитах кількісно переважають гранітоїди, а метаморфічний матеріал зберігається у вигляді вуглуватих, уламкоподібних скіалітів. Мігматитові поля можуть займати площі розміром у сотні квадратних кілометрів. Їхні межі з негранітованими чи порівняно слабо гранітованими товщами, з переробки яких вони виникли, звичайно, поступові і їх можна провести лише умовно. Під час утворення мігматитів уся маса порід набуває пластичного стану і 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 давніші системи накладаються нові системи складок іншого напрямку. В наслідок цього виникають дуже складні тектонічні структури, історію формування яких у багатьох випадках не вдається повністю розшифрувати.

Граніто-гнейсові тіла. У разі інтенсивнішої порівняно з розглянутим вище випадком, гранітизації відносна кількість гранітоїдного матеріалу збільшується, а на місці прошарків та скіалітів метаморфічного матеріалу залишаються лише збагачені темноколірними мінералами смуги чи “тіні” скіалітів серед гранітоїдів. Чим ближче склад метаморфічних порід до гранітоїдного, тим швидше вони набувають “гранітоподібного” вигляду. Найдовше у випадку гранітизації зберігаються амфіболіти та кварцити, тобто породи, склад яких найсуттєвіше відрізняється від гранітоїдів. Унаслідок цього виникають порівняно однорідні (гомогенні) тіла, складені гранітоподібними породами, які, проте, відрізняються від “нормальних” гранітів гранобластовими мікроструктурами та чітко вираженими смугоподібними текстурами, що подібні до текстур, характерних для гнейсів. Такі текстури називають гнейсоподібними, а породи – тіньовими мігматитами (небулітами), або гранітогнейсами⁶. Гранітогнейсові тіла пов'язані поступовими переходами з мігматитовими полями. Розміри їх менші від розмірів полів, але також досягають перших сотень квадратних кілометрів. У геологічній літературі поширена думка, згідно з якою гранітогнейсові тіла – це купольні структури, які виникли внаслідок відокремлення (спливання) гранітоїдного

⁶ Обидва терміни не є загально прийнятими. Зокрема, значна кількість дослідників Українського щита називають такі породи гранітами. Те, що граніти і граніто-гнейси на Українському щиті часто не розрізняються, є однією з головних причин непорозумінь та складностей, які виникають під час картування цього регіону.

матеріалу з мігматитових полів. Детальне картування таких тіл у добре відслонених районах свідчить, що купольну будову мають лише деякі з них, локалізовані в зонах регіональних розломів, які розділяють різновікові метаморфічні комплекси. Переважна більшість гранітогнейсових тіл локалізовані серед тих чи інших метаморфічних комплексів, не мають зв'язку з регіональними розломами і залягають згідно зі складчастою будовою комплексів. У разі картування товщ з потужними шарами амфіболітів подекуди вдається простежити, як амфіболіти без будь яких ознак переміщення у вигляді ланцюжків скіалітів проходять наскрізь через гранітогнейсові тіла і далі, за межами тіла, продовжуються у вигляді тих же шарів. Такі випадки є найпереконливішим доказом не переміщеного характеру гранітогнейсових тіл та залягання їх згідно з вміщеними метаморфічними товщами (тобто подібні тіла не можна розглядати як купольні структури).

Внутрішня будова плутонометаморфічних тіл є найчастіше смугоподібною або бриловою. Треба особливо зазначити, що в мігматитових полях та гранітогнейсових тілах, як звичайно, простежується безліч чітких різних контактів між однопородними тілами, причому ці контакти в багатьох випадках активні, тобто, тут спостерігають ознаки неодновременного виникнення різних порід та знищення одних порід іншими. В цьому полягає одна з найсуттєвіших відмінностей плутонометаморфічних тіл від плутонічних. Якщо плутонічні тіла виникали за рахунок кристалізації однієї порції магми і час їхнього утворення, за радіологічними даними, звичайно, становив десятки мільйонів років, то плутонометаморфічні – внаслідок складної взаємодії різних, до кінця не розшифрованих процесів (треба думати, що тут брали участь плавлення, перекристалізація, можливо, привнесення та винесення компонентів), які охоплювали вікові проміжки в сотні мільйонів, можливо, у деяких випадках до мільярда років. Тому тип меж між однопородними ділянками (пасивний чи активний) під час дослідження плутонометаморфічних тіл не враховують.

Зрідка в природі трапляються тіла, які є проміжними між плутонічними та плутонометаморфічними. Це потужні масиви, які в верхніх та середніх частинах мають типовий для плутонічних тіл характер (зокрема, різкі активні контакти з вміщеними утвореннями), а на ділянках найглибшого ерозійного зрізу поступово переходять у мігматити, лейкосомою яких є ті ж плутонічні, а меланосоמוю – ті ж вміщені породи.

1.2. ЗМІСТ ПОНЯТТЯ МАГМАТИЧНОГО КОМПЛЕКСУ

У разі розчленування вікових послідовностей магматичних тіл на певні сполучення (підрозділи) базовим для геологів усього світу є поняття магматичного комплексу. Його можуть називати різними термінами – магматичний, інтрузивний комплекс (або комплекс

інтрузивних порід), плутонічний, вулканоплутонічний комплекс, комплекс магматичних та ультраметаморфічних порід і так далі, проте зміст його у всіх випадках однаковий – усі ці терміни означають сукупність споріднених між собою переважно плутонічних, рідше плутонічних та вулканічних порід. Щодо тіл, складених лише вулканічними породами, частіше використовують термін “вулканічна (вулканогенна, осадово-вулканогенна) свита (товща), серед західних геологів поширений також термін “формація”. За одним із найповніших визначень [4], *магматичний комплекс* – це конкретна (тобто така, що займає певне місце в просторі та часі) асоціація близьких за віком та тектонічними умовами утворення порід, які прийнято називати магматичними (а також супутніх їм метаморфічних та рудних утворень), тісно пов’язаних між собою парагенетичними співвідношеннями⁷. Кожен магматичний комплекс має конкретний петрохімічний та мінеральний склад, характер співвідношень з іншими утвореннями; від інших магматичних комплексів він завжди відокремлений певним віковим інтервалом.

Однак яким би це визначення не видавалося вичерпним, під час спроб його практичного застосування виявляється, що воно не може забезпечити однакового підходу до розділення однієї і тієї ж вікової послідовності магматичних тіл на комплекси різними геологами. Тіла різних вікових генерацій у поліхронних масивах або вулканічних спорудах неодмінно відрізняються між собою петрохімічним та мінеральним складом, радіологічним віком і в разі дослідження послідовності тіл, яку умовно позначимо як послідовність ”А → Б → В і т.д.”, у багатьох випадках від суб’єктивних поглядів геолога залежить, у якому місці її розірвати. Можна, наприклад, виділити комплекси “А” та “Б+В”, а можна, навпаки “А+Б” та “В”. В 70-х–80-х роках минулого століття серед геологів Радянського Союзу розгорнулася жвава дискусія про зміст терміна “магматичний комплекс” і цілої низки споріднених. Були запропоновані практично всі мислимі 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 для базових науково-природничих понять, таких як “атом”, “мінерал” тощо, оскільки їх нема з чим порівняти, і у вигляді формул їх не вивести. Унаслідок цього в кожному районі вікову послідовність магматичних тіл розбивають на магматичні комплекси не стільки на підставі якихось незаперечних якісних відмінностей між складовими частинами цих комплексів, скільки за традицією. Відносність та суб’єктивність виділення магматичних комплексів стає особливо наочною в разі порівняння схем розчленування однотипних наборів магматичних тіл у

⁷ На відміну від генетичних – безпосередньо споріднених співвідношень, під парагенетичними розуміють або “співзнаходження” (тобто - тісний зв’язок у просторі без будь-яких здогадок щодо походження), або “співпоходження” (образно кажучи, це означає наявність “дворідних” зв’язків; ще ліпше зміст цього поняття передає англійський вираз “once or twice removed”).

різних регіонах. Найяскравішим з відомих автору прикладів є зіставлення схем розчленування плутонічних утворень, що 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 та плагіогранітоїдів, практично однакових за складом у всіх випадках. Схеми розчленування їх наведені в табл. 1.1.

Таблиця 1.1.

Приклади розчленування 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	Комплекс габроїдів	
Гіпербазити			Комплекс гіпербазитів

Як видно з табл. 1.1, один і той же набір тіл у різних регіонах на комплекси поділяють по-різному. Головною причиною подібних розходжень найчастіше виступає різна розмірність магматичних тіл подібного складу в різних регіонах. У наведеному прикладі тіла габроїдів та гіпербазитів Українського щита мають порівняно невеликі розміри і до того ж недостатньо вивчені внаслідок поганої відслоненості. Тому рішення об'єднати їх в один комплекс вважаємо цілком логічним – адже не варто без потреби збільшувати кількість підрозділів на картах, до того ж з огляду на вторинні зміни габроїди та гіпербазити не завжди можна надійно відрізнити по керну свердловин. У межах Байкальської складчастої області ті ж самі породи утворюють величезні за розмірами тіла, чудово відслонені. Тому висновок про віднесення їх 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 та чи інша схема є неправильною, 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. Головно у межах певної площі (ареалу) визначають більшу чи меншу кількість 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 складають виникли в одну вікову генерацію) або певною віковою послідовністю плутонічних тіл, розділених між собою активними контактами. Відповідно, виділяють одна багатозафазові плутонічні комплекси. Фази одного комплексу, принаймні теоретично, відповідають окремим порціям розплавів, на які розділилась материнська магма ще до її надходження в магматичну камеру (тобто імовірно під час підймання від магматичного вогнища до камери). Кількість інтрузивних фаз може бути різною; серед відомих автору прикладів найскладніше побудований комплекс має шість фаз. Тіла кожної з фаз, звичайно, оточені ореолами жил, складених тими ж 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 багатозафазових комплексів закінчується утворенням жильних серій комплексів, які часто (хоч і не завжди) формувалися у дві вікові генерації – спочатку виникали жили аплітів та пегматитів, а пізніше – лампрофірів. Появу лампрофірів вважають однією з найнадійніших ознак закінчення утворення плутонічного комплексу. За рідкісними винятками, послідовність зміни складу порід від першої до останньої фази одного комплексу є гомодромною⁸ (тобто більш основні породи замінені більш кислими, більш лейкократовими). 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 в разі їхнього розчленування, осадові породи бувають розвинуті дуже обмежено).

Плутонометаморфічні тіла в одних регіонах традиційно належать до самостійних (магматичних, ультраметагенних) комплексів, в інших регіонах не менш традиційно об'єднані в одні комплекси з плутонічними утвореннями (в останньому випадку

⁸ На вулканічні комплекси це правило не розповсюджується, в них нерідко спостерігається антидромна (від кислих до основних) послідовність утворення породних відмін

припускають, що гранітні тіла можуть поступово переходити в мігматитові поля). Явище взаємопереходів між мігматитовими полями та автохтонними плутонічними тілами значно поширене, і тому одним із важливих завдань, які виникають перед геологами в разі картування районів розповсюдження плутонометаморфічних утворень, є необхідність відділення автохтонних плутонічних тіл від алохтонних, які, як звичайно, мають різкі (інтрузивні) контакти з плутонометаморфічними тілами і, відповідно, повинні належати до окремих плутонічних комплексів. Методика картування та виділення плутонометаморфічних комплексів дещо відрізняється від прийнятої в разі вивчення плутонічних. Як зазначено вище, характер контактів під час вивчення плутонометаморфічних тіл до уваги не беруть; натомість, більшого значення надають мінеральному складу гранітоїдів. Цей склад (точніше, провідний мінеральний парагенез) виявляється стабільнішою ознакою, ніж у випадку плутонічних тіл. Провідні мінеральні парагенезиси є незмінними на великих площах розвитку плутонометаморфічних утворень; тому зміну їх, як і різницю радіологічного віку, вважають достатніми підставами для розподілу плутонометаморфічних тіл на різні комплекси.

1.3. ПОНЯТТЯ МАГМАТИЧНОЇ ФОРМАЦІЇ

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 [5]. 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 стосовно стратифікованих товщ.

Засновником увчення про магматичні формації (незважаючи на те, що цей термін використовували раніше) називають Ю.А.Кузнецова [5]. За термінологією цього дослідника магматичні формації розділені на конкретні та абстрактні, тобто формаційні типи. *Конкретні формації*, на думку дослідника, відповідають магматичним комплексам, і різниця між ними полягає лише в способі називання. Для комплексів прийняті географічні назви, які не відображають складу наборів порід (наприклад, протерозойський коростенський комплекс); назва ж конкретної формації повинна містити інформацію про склад породного сполучення (наприклад, коростенська анортозит-рапаківігранітова формація). *Формаційні типи*

відповідають узагальненому образу групи подібних між собою конкретних формацій, незважаючи на їхній вік та 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, необхідне для систематизації фактів з конкретних магматичних комплексів, наукових узагальнень та побудови класифікації сполучень магматичних порід.

Після виходу праці Ю.А.Кузнецова, упродовж декількох десятиліть значна частина геологів активно розробляла цей напрям. Дослідження завершився виходом монографії «Магматические формации СССР» [10], яка і досі є найповнішим узагальненням у цій галузі. Систематика формаційних типів, розроблена вченими така.

Мафічні формації

Група базальтових та габрових формацій

Формація натрієвих базальтів
Формація натреєвих 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 та лужно–габроїдних формацій

Формація лужних базальтоїдів, фонолітів, лужних габроїдів і нефелінових сієнітів
Формація лужних базальтоїдів, лейцитифірів, лужних габроїдів, псевдолейцит–нефелінових сієнітів

Мафічно–салічні формації

Група андезитових та гранодіоритових формацій

Базальт–андезитова формація
Андезитова формація
Трахіандезитова формація
Тоналіт–плагіограніт–гранодіоритова формація
Діорит–гранодіоритова формація
Монцоніт–сієнітова формація

Салічні формації

Група ліпаритових і гранітових формацій

Формація натрієвих ліпаритів
Дацит–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 та нефелін сієнітових формацій

Формація фонолітів, лужних трахітів, нефелінових (агпаитових сієнітів)
Формація лейцитифірів, нефелінових, псевдолейцитових та лужних сієнітів
Формація нефелінових (міаскітових) та лужних сієнітів

Як бачимо, зміст кожного формаційного типу достатньо відображений в його назві, тому нема потреби їх додатково характеризувати. Розвиток формаційних досліджень дав змогу за порівняно короткий час цілеспрямовано зібрати значний фактичний матеріал з природних сполучень магматичних порід. Однак, зазначені вище та інші узагальнення стосуються лише плутонічних та вулканічних формацій і майже не охоплюють плутонометаморфічні.

Виділення й вивчення плутонометаморфічних формацій розпочали у Львівському університеті Є.М.Лазько та його учні [12]. Вони, зокрема, розробили варіант класифікації плутонометаморфічних формацій (табл. 1.2.) на прикладі Українського щита [4]. Виділення плутонометаморфічних формацій було значним кроком уперед – воно дало змогу перейти до принципово нових методів складання карт і розчленування ранньодокембрійських ультраметаморфічних (ультраметагенних, за термінологією інших дослідників) утворень, щодо яких виявилися неефективними традиційні методи, розроблені на прикладах фанерозойських товщ та магматичних комплексів.

Однак приблизно з початку 90–х років інтерес до формаційних досліджень поступово послабився. Це пов'язане з дією багатьох чинників, серед яких найсуттєвіші, на нашу думку два. По-перше, значно зменшились об'єми геологокартувальних робіт і, відповідно, зменшилась практична потреба у розробці нових методів. По-друге, формаційні дослідження магматичних утворень не виправдали сподівань, які на них поклали – вони ненабагато підвищили однозначність у разі виділення конкретних формацій порівняно з традиційними методами і не привели до широких узагальнень петрологічного матеріалу на базі формаційних типів. Петрологічні узагальнення можливі лише на засадах чіткої класифікації типів, а переважна більшість запропонованих схем є не класифікаціями, а лише переліком відомих типів. Для того, щоб створити таку класифікацію, необхідний надійний фактичний матеріал про конкретні формації. А для того, щоб виділяти формації, вчення про них, як і кожна інша галузь науки, повинне 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, головне, без обґрунтування прийнятих об'ємів таких підрозділів. Іншими словами, як конкретні формації були прийняті не фундаментальні, а ситуаційні сполучення магматичних порід, і це звело нанівець спроби відшукати якісь загальні петрологічні закономірності.

Таблиця 1.2.

Класифікація плутонометаморфічних формацій (за А.М.Лисаком)

Клас формацій	Група (родина) формацій	Підгрупа	Формації
Плутоно-метаморфічний	Дезінцидентні		Гнейсогранітова
	Коінцидентна двопольовошпат-гранітоїдна	Амфіболіт-двопольовошпат-гранітоїдна	Гнейсолейкогранітова Гнейсогранодіоритова
		Діафторит-двопольовошпат-гранітоїдна	Діафторит-аляскітова
		Грануліт-двопольовошпат-гранітоїдна	Гнейсоаляскітова
	Коінцидентна плагіогранітоїдна	Амфіболіт-плагіогранітоїдна	Кристалосланцево-діоритова Гнейсограніт-плагіогранітова Гнейсодіорит-плагіогранітова
		Діафторит-плагіогранітоїдна	Кристалосланцево-діорит-тоналітова (собітова) Мігматит-плагіогнейсова Мігатит-амфіболітова Гнейсоплавгіогранітова
		Грануліт-плагіогранітоїдна	Гнейсоендербітова Кінцигіт-гранітова

Примітка. Під коінцидентними розуміють формації, в яких склад гранітоїдів значно успадкований від складу вміщених порід; у дезінцидентних формаціях такої успадкованості не простежується.

Наприклад, переведемо наведені у табл. 1.1. плутонічні комплекси у формації і зіставимо їх між собою (табл. 1.3).

Таблиця 1.3.

Приклад розподілу на конкретні формації однотипних сполучень магматичних порід різних регіонах

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 (найбільше розповсюджених) складових і, відповідно, не можуть бути зачислені до одного формаційного типу. Це унеможливило їхнє порівняння та виконання якихось петрологічних узагальнень.

З наведеного вище можна зробити висновок, що поняття магматичного формаційного типу є фундаментальним, а поняття конкретної формації – ситуаційним (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 необхідна розробка самостійних методів формаційних досліджень, що не залежать від виділення магматичних комплексів. Співвідношення комплексів та формацій потрібно переглянути; в окремих випадках вони можуть збігатися, однак це повинно бути не правилом, а, швидше, винятком. Як уже зазначено, у природі є сполучення магматичних порід різного рангу – різного ступеня складності, причому всіх їх можна вважати цілком закономірними. В наведених у табл. 1.3. прикладах такі сполучення – це окремо взяті тіла гіпербазитів, габроїдів, плагіогранітоїдів, кожне з яких складається з певних наборів різновидів. Проте і вся сукупність цих тіл повторюється в різних регіонах, тому її також можна розглядати як закономірне природне сполучення. Є, однак, певна фундаментальна особливість, притаманна всім сполученням магматичних гірських порід – чим складніше таке сполучення, тим менш тісні 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 одному й тому ж об'ємі 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 як базові, на вивченні яких повинно 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 заклав в основу виділення осадових формацій засновник цього напрямку М. С. Шатський. Учений розумів термін “парагенезис” як “співзнаходження”. Ю. А. Кузнецов, закладаючи основи вчення про магматичні формації, визнав за необхідне покласти в основу інше значення цього терміна – “співпоходження”, і це виявилось головною причиною, чому формаційний аналіз досі не посів серед інших геологічних дисциплін належного йому місця. Різниця між осадовими та магматичними

формаціями що до цього полягає лише в тому, що в осадових формаціях співзнаходження означає повторюваність певних породних сполучень у розрізі однієї товщі, а для магматичних – повинно означати повторення певних породних сполучень у різних просторово віддалених між собою масивах.

1.4. ЗМІСТ ПОНЯТТЯ МАГМАТИЧНОЇ СЕРІЇ

У сучасній геологічній літературі поняттю *магматичної серії* або *серії вивержених порід* надають того самого змісту, що його Л. 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 і мають певні спільні петрохімічні, мінералогічні, структурні особливості, які поступово змінюються між двома крайніми членами породної сукупності (Glossary of Geology. Theird edition / Edit. By R.L. Bates and J.A. Jackson. – Alexandria, Virginia, 1995). Іншими словами, це сукупність порід, генетично пов'язаних між собою процесами диференціації вихідної (материнської) магми [15, с. 68]. Цей термін широко застосовують до ефузивів і порівняно зрідка – до плутонічних тіл. Уважається, що його можна використовувати лише до похідних магматичних розплавів, які виникали в мантії (тобто базальтоїдів та 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 [15, с. 67]. Головним критерієм виділення та перевірки правильності виділення серій вважають повторюваність таких сполучень у просторі й часі. Головний доказ належності порід серії до похідних однієї магми – відповідність їхнього петрохімічного складу одному тренду (тобто фігуративні точки складу порід на тих чи інших діаграмах розташовані вздовж однієї лінії). Тому під час розпізнавання та дослідження серій широко застосовують різні петро- та геохімічні діаграми, хоча такі серії, природно, описують як сполучення порід із використанням їхніх петрографічних назв. Загальноприйнято виділяти лише декілька базальтоїдних серій – толейтову, вапнистолужну та лужнобазальтову. У цьому випадку, з одного боку, відображають наявність у природі серій, проміжних між перерахованими типами, а, з іншого, можливість розподілу лужнобазальтоїдного типу на декілька самостійних. Зокрема, останнім часом набуло поширеності виділення шошонітових серій, що їх одні дослідники розглядають як представників групи лужнобазальтоїдних серій, а інші – як представників самостійної групи сублужних базальтоїдних серій, які потрібно виділити між вапнисто–лужними та лужно–базальтовими типами серій.

Толейтові серії є найпоширенішими 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 проценти. Породоутворювальні мінерали – авгіт, лабрадор; може бути олівін або гіперстен. Характерною особливістю як основних, так і кислих членів серії вважають відсутність або рідкісність порфірових вкраплеників.

Вапнисто-лужні серії відрізняються кількісною перевагою андезитів над базальтами. Типовими представниками серій цього типу вважають так звані андезитові вулканічні формації⁹. До 40% у них можуть становити кислі вулканіти (дацити). Характерна особливість серій цього типу – порфірова будова порід; вкрапленики складені плагіоклазом, моноклінним та ромбічним піроксенами (у різновидах серій з підвищеною лужністю у вкраплениках може бути рогова обманка). За деякими даними [9], в основній масі, крім плагіоклазу, наявний лише гіперстен. Порівняно з толейтовими серіями вапнистолужні вирізняються вищим вмістом лугів, розсіяних елементів, більшою кількістю плагіоклазу, що, відповідно, пов'язане з вищою кількістю глинозему. Тому деякі дослідники називають серії цього типу високоглиноземними, хоча проблема серіальної належності високоглиноземних базальтів до кінця не з'ясована.

Сублужні базальтоїдні серії складені сублужними олівіновими базальтами, гавайтами, муджіеритами, трахітами, трахіандезитами, трахідацитами, трахіріолітами. Вони постійно містять вкрапленики олівіну та (або) плагіоклазу, в основній масі, 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 – калішпатвміщеними 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 вкраплеників, у складі яких трапляються олівін, авгіт, плагіоклаз, амфібол, ортопіроксен та біотит.

Лужні базальтоїдні серії утворені з вулканітів, що вміщують фельдшпатоїди або лужні фемічні мінерали. За мінеральним складом ці породи дуже різноманітні і, без сумніву, тут

⁹ Л.С.Бородін (1987, стор.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). Одже на думку дослідника, серіальний підхід є точнішим методом порівняно з формаційним

можна виділити декілька різних типів. Наприклад, Л. С. Бородин [1, с.141] пропонує розділяти цю групу на чотири різні типи серій: 1) лужно-базальтовий – лужно-трахітовий, 2) трахіфонолітовий – фонолітовий, 3) базанітоїдний або меланефелініт – базаніт-фонолітовий, 4) меланефелініт – нефелінітовий. Ч.Хьюджес [15, с.73-74] припускає можливість наявності чотирьох типів лужних серій – лужно-базальтоїдного, базанітового, нефелінітового та мелілітового.

Дослідженню серій тепер приділяють особливо велику увагу, оскільки їх вважають індикаторами різних геодинамічних умов. Згідно з сучасними поглядами, магматичні процеси тісно пов'язані з життєдіяльністю великих структур – плит, що складають літосферу (земну кору та частину верхньої мантії) Землі. Літосферні плити поділяють на океанічні (тяжчі) та континентальні (легші, оскільки в їхній будові бере участь континентальна земна кора, легша, порівняно з океанічною). Уважають, що вони перебувають у постійному русі, причому переважно океанічні плити розриваються та розходяться між собою. В місцях розривів відбуваються активні вулканічні процеси, які призводять до утворення нової земної кори (тому ці межі плит називають конструктивними) і виникнення тут серединно-океанічних хребтів (рис. 1.4). Якщо на протилежних кінцях океанічні плити стикаються з континентальними, то тут виникають умови стиснення, й океанічні плити, як тяжчі, затискуються й занурюються під континентальні (ці межі називають деструктивними). Тут також відбуваються активні магматичні процеси, які призводять до виникнення так званих острівних дуг (прикладом їх є Японські острови), ці процеси також можуть відбуватися в окраїнних частинах континентів (приклад - західні окраїни Північно- та Південно-Американського континентів, де утворилися гірські ланцюги Кордильєр та Анди). Подібні умови виникнуть 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 і також виявляються 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 [6, 16].

Прояви магматизму у всіх цих випадках мають різний характер. Наприклад, 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

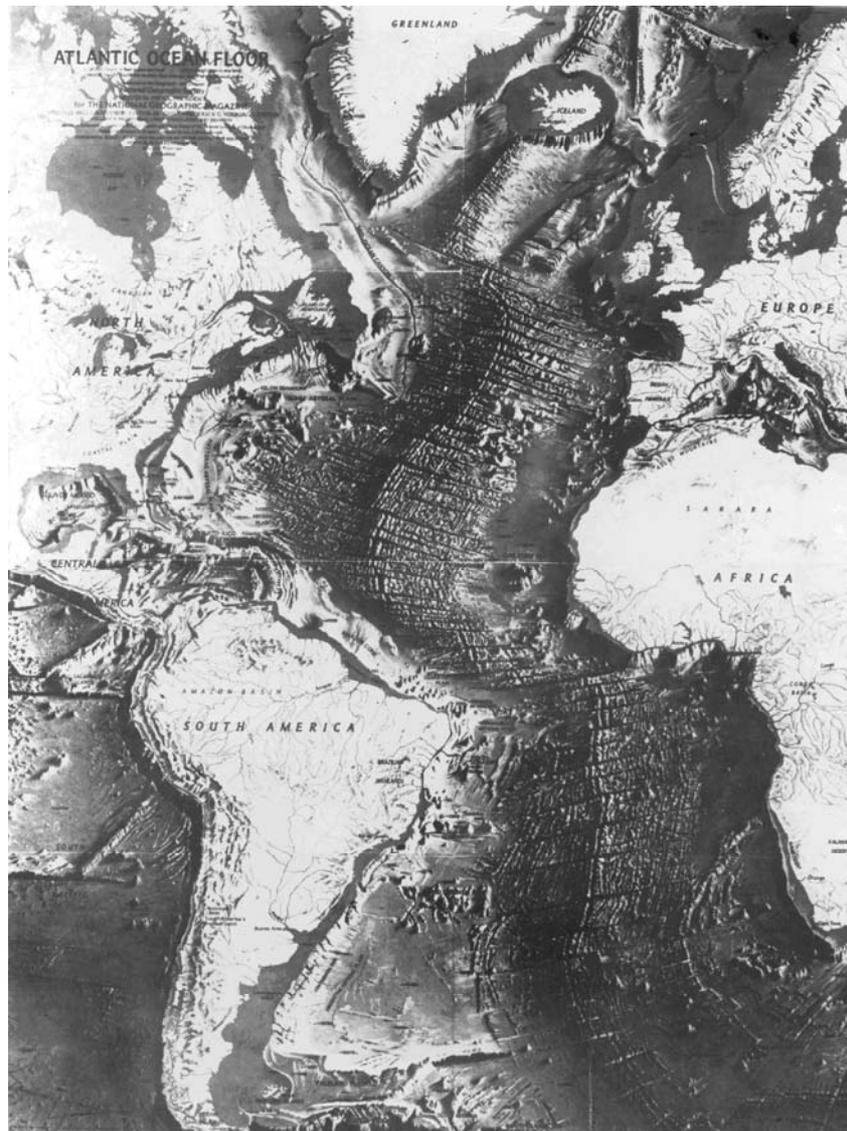


Рис. 1.4. Серединно-Атлантичний хребет (вигляд з космосу)

в острівних дугах на частку толеїтових серій припадає 85% усіх вулканітів, а на частку вапнисто-лужних – лише 12,5% (дані Ф. Джейкса та А. Уайта, [15, с. 189]). Сублужні базальтоїдні серії трапляються на океанічних островах, у континентальних рифтових структурах, у складі так званих континентальних трапових асоціацій (див. «Асоціації»), а лужні – на океанічних островах та в континентальних рифтах. Найрізноманітніше тектонічне положення займають толеїтові серії. Вони можуть утворюватись у серединно-океанічних хребтах, острівних дугах та 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, за [8], толеїтовий тип серій можна розділити на три підсерії: (табл. 1.4.). Співвідношення вулканічних серій та деяких особливостей їхнього складу з геодинамічними умовами утворення відображено на рис.1.5.

Підсерії в складі толеїтового типу серій

Підсерії толеїтового типу	Толеїти океанічних островів та підводних плато (тип E – enriched), континентальних рифтів та трапових асоціацій	Толеїти серединно-океанічних хребтів (тип N – normal)	Толеїти острівних дуг
Характерні породи	Пікрито-базальти	Олівінові гіперстен-нормативні базальти	Лейкократові кварцнормативні олівінвмісні та безолівінові базальти

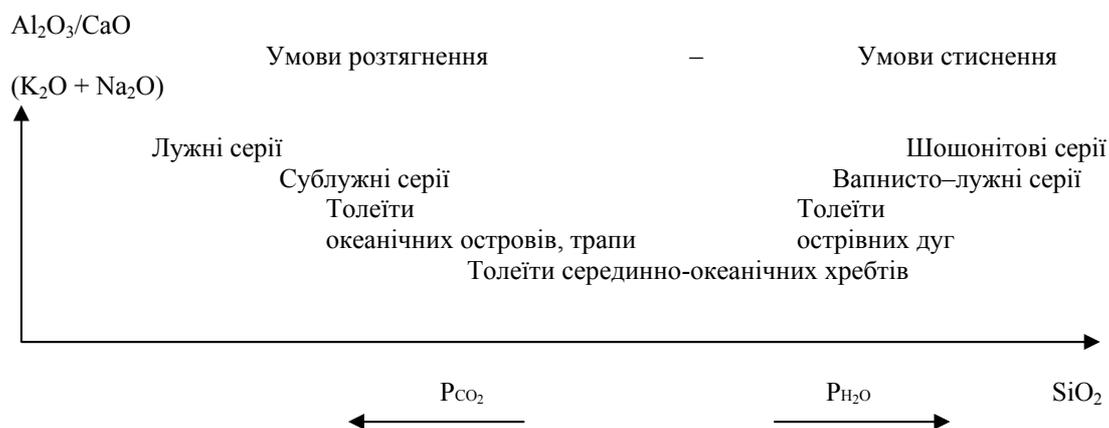


Рис. 1.5. Співвідношення петрохімічних характеристик вулканічних серій з геодинамічними умовами їхнього утворення

Порівняння “серій” та “формацій” свідчить, що зміст понять, які вкладають у ці терміни, збігається, різниця полягає лише в такому: у разі виділення формацій головну увагу приділяють переліку та мінеральному складу порід, що їх складають, а в разі виділення серій – петрохімічному складу цих порід. Отже, у випадку виділення конкретних породних сполучень незалежно від формаційного чи серіального підходу об’єми їхні повинні збігатися. Можна б сказати, що серіальний підхід точніший, однак поки що застосовний лише до обмеженого кола об’єктів; формаційний підхід загальніший, але потребує підвищення точності в разі виділення конкретних формацій.

1.5. ЗМІСТ ПОНЯТТЯ МАГМАТИЧНОЇ АСОЦІАЦІЇ

Термін магматична асоціація після введення його Боуеном поступово втратив визначеність, і тепер його використовують вільно. З іншого боку, в деяких фундаментальних працях (наприклад, [14]) відображено наявність у природі складніших, ніж формації чи серії, сполучень магматичних утворень, які також повторюються в часі та просторі. Такі сполучення згадані автори називають асоціаціями; в деяких працях [11] їх називають вертикальними формаційними рядами. В останньому випадку мають на увазі, що в тому чи іншому регіоні в зв'язку з одним тектонічним етапом 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. Прикладом такого вертикального ряду чи асоціації на рис. 1.5. є послідовність серій, яка виникла за умов стиснення в межах острівної дуги. 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, а 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*. [3]. Магматичні асоціації також є закономірними природними сполученнями порід, однак вони відповідають вищому рангу порівняно з формаціями та серіями (оскільки магматичні комплекси є ситуаційними підрозділами, то в деяких випадках до одного комплексу зачисляють цілі асоціації, а в інших лише їхні частини).

Отже в разі виділення та загальної характеристики магматичних асоціацій розчленування їх на дрібніші підрозділи необов'язкове. Це робить асоціації найзручнішим інструментом для опису загальних особливостей наявних у природі сполучень магматичних гірських порід (див. далі).

Ще більш загальним терміном є *петрографічна провінція*, яка охоплює всю сукупність магматичних утворень, які виникли за весь час у тому чи іншому регіоні. Цей термін використовують зрідка, і потреба в ньому виникає лише тоді, коли йдеться про стійкі петрохімічні особливості (наприклад, збагаченість залізом чи магнієм), які простежуються у всіх магматичних породах одного регіону і відрізняють їх від подібних утворень сусідніх регіонів. Пояснити такі відмінності можна лише варіаціями в складі мантийної речовини (з якої у різний час виплавлялись магматичні розплави різного складу, але з певними “провінційними” особливостями) під різними регіонами. Спеціальних досліджень на цю

тему не проводили, проте окремі публікації з цього приводу дають змогу припускати, що регіональні коливання в складі мантиї повинні бути досить поширеним явищем.

2. МАГМАТИЧНІ АСОЦІАЦІЇ

2.1. МАГМАТИЧНІ АСОЦІАЦІЇ ОКЕАНІВ ТА ЗОН ПЕРЕХОДУ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ

2.1.1. Асоціації океанів

Площа океанів утричі перевищує площу континентів. Серед магматичних утворень тут різко переважають базальти, загальна кількість яких більше ніж у 500 разів перевищує масу базальтів, відомих на континентах. У межах океанів головними тектонічними структурами є абісальні рівнини та серединно-океанічні хребти, що їх розділяють. *Абісальні рівнини* мають слабо контрастний рельєф, їхня поверхня відповідає глибинам 4–6 км нижче рівня світового океану. *Серединно-океанічні хребти (СОХ)*, як звичайно, – це цілі системи субпаралельних хребтів загальною шириною від 200 до 1200 км. Вони простежуються в усіх океанах, утворюючи загальнопланетарну систему, сумарна довжина якої перевищує 60 000 км. Над поверхнею абісальних рівнин СОХ піднімаються на висоту 1–3 км, окремі їхні вершини виступають над поверхнею океану, утворюючи острови. Назва цих хребтів є умовною, оскільки далеко не в усіх випадках вони займають в океані справді серединне положення. Наприклад, в Атлантичному океані система хребтів проходить уздовж осьової лінії океану (див. рис. 1.4), тоді як у Тихому – розташована порівняно недалеко від Американського континенту. СОХ відповідають системі глобальних розломів, по яких розсувається вже створена земна океанічна кора з середньою швидкістю 2,7 см/рік і утворюється нова кора 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. Важлива особливість цих структур – симетричне розташування одновікових виливів базальтів по різні боки від центральної зони та збільшення віку базальтів з віддаленням від неї.

Асоціації серединно-океанічних хребтів представлено базальтами толеїтової серії. Базальти, пов'язані із СОХ, зовнішньо дуже одноманітні, слабо диференційовані, нормальної лужності, переважно афірові, рідше містять невеликі вкрапленики олівіну та плагіоклазу. Вони утворюють потоки та покриви з характерною кулястою окремістю і супроводжуються дайками та сіллами того ж складу. Незважаючи на зовнішню одноманітність, у них зафіксовані певні коливання хімічного та геохімічного складу, що дає

зможу трактувати їх не як одну відміну, а як серію. У складі асоціацій в невеликій кількості є також лерцоліти, поодинокі уламки яких були підняті під час драгування СОХ.

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. Це спонукає виділити магматичні продукти, що складають ці острови у самостійну асоціацію. Типовим прикладом островів такого типу є Ісландія, розташована над північним закінченням Серединно-Атлантичного хребта. Толеїтові базальти становлять близько 90% від загального об'єму порід, причому 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), а 7% – кислого (дацити, ріоліти). Виливи базальтів були тріщинними 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 і, навіть, невеликі штоки. Характерною особливістю ріолітів є 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 бімодальних¹⁰ базальт-ріолітових асоціацій геосинклінальних прогинів, проте ці асоціації мають значно більшу кількість кислих членів (див. нижче). 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. р. до сучасних. Виверження тут відбуваються в середньому один раз за п'ять років, у разі одного виверження на денну поверхню виходить 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, унаслідок чого тут виникають кулясті лави, подібні до відмін, які виливались у підводних умовах. Весь острів – це суцільне вулканогенне тіло, надводна частина якого займає площу біля 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, імовірно,

¹⁰ Під бімодальними розуміють сукупності магматичних порід, у яких за кількістю SiO₂ статистично виділені 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 SiO₂ утворюють з погляду статистики неперервну послідовність.

сприяла диференціації вихідних розплавів і стала головною причиною появи тут кислих відмін.

Асоціації океанічних островів. Іншим структурним елементом океанів, як уже зазначено, 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 заглиблення, або, навпаки, вулканічні підняття аж до утворення островів¹¹. Під час драгування схилів підняття та 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 доверху виділяють три послідовні серії: а) толеїтову; б) сублужну базальтоїдну; в) лужну базальтоїдну. Толеїтова серія становить 99% від усіх магматичних проявів. У її складі є базальти, пікритобазальти, небагато ріодацитів. В 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 – мелілітові нефелініти, а на Канарських островах з'являються карбонатити. Лужні та сублужні породи звичайно складають верхні частини вулканічних конструкцій, жерлові тіла, штоки, системи дайок. У невеликій кількості трапляються лужні кислі вулканіти – пантелерити, які утворюють куполи та невеликі лавові потоки.

Гавайський архіпелаг є гірським ланцюгом завдовжки понад 2000 км. До його складу належать два найбільші у світі вулкани Мауна-Лоа та Мауна-Кеа. Прояви вулканічної діяльності в межах архіпелагу упродовж 40 млн. років поступово мігрували в східному напрямі. Це явище пов'язують з “пропливанням” океанічної плити над стабільною “гарячою точкою” у мантиї (такі точки ще називають плюмами), яка послідовно проплавила ті частини плити, які в той чи інший момент перебували над нею. Швидкість руху оцінюють у 8 см/рік [15].

Усі дослідники зазначають 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 ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{207}Pb/^{206}Pb$). Окремі дослідники об'єднують магматичні прояви Ісландії та Гавайських островів в одну асоціацію, вважаючи їх похідними гарячих точок [15], однак їх треба швидше трактувати як дві різні асоціації,

¹¹ 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.

оскільки в Ісландії тренд диференціації проходить в напрямі від толеїтових базальтів до кислих відмін, а на Гавайських островах – від толеїтових базальтів до лужних відмін.

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 розглянуто нижче), або на межі двох океанічних плит. У цьому випадку в зоні стиснення виникають так звані внутрішньоокеанічні острівні дуги. Від дуг, які утворюються в умовах переходу океан-континент, внутрішньоокеанічні відрізняються незначною висотою над рівнем моря, меншою потужністю земної кори і чисто океанічною її будовою. Прикладом таких дуг уажають 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 ефузиви специфічного складу, які за кількістю MgO (20–25%) відповідають ультраосновним, а за кількістю кремнезему (59%) – середнім породам. Вони описані під місцевими назвами бонініти та маріаніти і, ймовірно, утворюють самостійну, незалежну від толеїтової, бонініт-маріанітову вулканічну серію.

2.1.2. Асоціації зон переходу океан–континент

Згідно з сучасними поглядами, зони переходу від океанів до континентів відповідають ділянкам зчленування двох літосферних плит (континентальної та океанічної), які відрізняються між собою будовою земної кори і питомою вагою. Зони зчленування можуть бути пасивними або активними. Прикладом пасивних є межі Атлантичного океану з Європою, Америкою та Африкою, прикладом 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 мантію. 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. Із 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, а також своєрідний магматизм. Найтипівішим прикладом активних зон переходу вважають східне узбережжя

Азіатського континенту, де від океану до континенту виділяють такі структурні елементи: а) океанічна плита; б) глибоководний жолоб; в) острівна дуга; г) так зване задугове море; д) континент.

Океанічна плита в цих умовах виступає як пасивна, амагматична структура. Як свідчать дані драгування, у глибоководних жолобах виявляються певні магматичні процеси, однак матеріалів про них ще недостатньо. Тут драгуванням підняті уламки базальтів толеїтової серії, які, проте, 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.

Островодужні асоціації. У типовому випадку в межах острівних дуг виникають вулканіти трьох серій – островодужної толеїтової, вапнистолужної та шошонітової. *Островодужна толеїтова серія* складена переважно базальтами та андезитобазальтами, у підпорядкованій кількості в ній можуть бути андезити (до 30%) і в незначній (перші проценти) – дацити та ріоліти. Порівняно з толеїтами СОХ, у цій серії дещо підвищена кількість калію. Вулканіти серії, як звичайно, утворюються в підводних умовах. У глибоководованих ділянках видно, що виливи вулканітів супроводжувалися інтрузіями олівінових, піроксенових та роговообманкових габро, діоритів, тоналітів та плагіогранітів [15]. *Вапнисто-лужна серія* також складається з базальтів, андезитів та дацитів, проте кількісно в її складі переважають середні породи – андезити. За хімічним складом породи цієї серії відрізняються від толеїтової підвищеним вмістом калію, а власне базальти, які є в цій серії, – крім того, підвищеною кількістю глинозему. Вапнисто-лужні серії формуються в субаеральних умовах і є найхарактернішими членами островодужних асоціацій. Вони утворюються головню з експлозій, які розсіюють вулканічний матеріал на значній площі, що часто не дає змоги правильно оцінити їхні кількісні співвідношення з іншими серіями. Нерідко вони супроводжуються комагматичними їм (тобто такими, що виникли з тих же магматичних розплавів) гіпабісальними інтрузивними тілами кварцових діоритів, тоналітів, гранодіоритів. У *шошонітових серіях* переважають вулканіти основного складу над середніми та кислими, проте в них ще більша кількість калію, що приводить до появи санідину, в окремих випадках – лейциту. Загалом ця серія відповідає сублужним базальтам (трахібазальтам) калієвого ряду ($K_2O/Na_2O = 1$ або більше, тоді як у базальтах інших серій це співвідношення близьке до 0,5), найбільш кислі її члени наближаються до сублужних порід середнього складу – латитів. Для порід шошонітових серій характерна наявність серед порфірових вкраплеників біотиту, тоді як у вапнисто-лужних вкрапленики складені винятково безводними високотемпературними мінералами – олівіном та піроксеном. Ця

серія може супроводжуватись інтрузивними тілами габро, монцонітів, кварцових монцонітів. Шошонітові серії також виникають у субаеральних умовах.

Оскільки всі три серії мають набір вулканітів від основних до кислих, то визначити належність тієї чи іншої відміни до однієї з цих серій за макро- та мікроскопічними ознаками буває досить складно. Тому різні дослідники запропонували низку петрохімічних діаграм для їхнього розрізнення. Незважаючи на окремі відмінності, всі діаграми відображають одне явище – в ході диференціації кожної серії зі збільшенням кількості кремнезему збільшується кількість лугів (передусім калію), проте в різних серіях це накопичення відбувається з різною інтенсивністю. Тому найчіткіші відмінності між серіями вдається визначити порівнянням кількості лугів для порід з однаковою кількістю кремнезему. Звичайно, серії розрізняють за кількістю лугів при $\text{SiO}_2 = 55 - 57\%$ (рис. 2.1.)

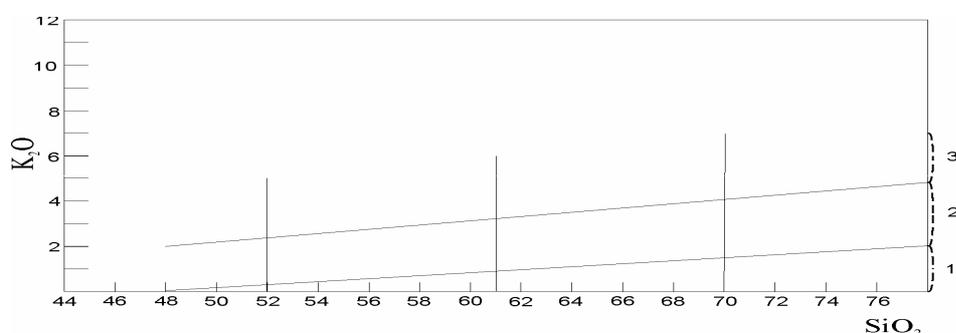


Рис. 2.1. Діскримінантна діаграма розділення вулканічних серій за співвідношенням калію та кремнезему [13]. Серії: 1 – толейтові; 2 – вапнисто-лужні; 3 – лужні.

Толейтова, вапнисто-лужна та шошонітова серії можуть утворюватись послідовно, змінюючи одна другу в розрізі, або приблизно одночасно, змінюючи одна другу по латералі в напрямі континенту. Встановлено, що кількість калію в вулканітах однакової кремнеземності корелюється з глибиною залягання зони Заварицького–Беньофа. Це дозволяє приблизно оцінювати глибину залягання останньої (більш надійно така оцінка проводиться геофізичними методами).

У незначній кількості в островодужних асоціаціях можуть бути ріоліти та пов'язані з ними інтрузивні тіла гранітів, лейкогранітів, зрідка – двослюдяних гранітів. Крім 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. Дослідники, які вивчали такі породи, протиставляють лейкобазальтові серії іншим і вважають, що їх можна трактувати як ефузивні аналоги масивів анортозитів, відомих на континентах [8]. 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 перерахованих 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* дуги, в яких вище базальтів залягають андезити, дацити, ріоліти і виникають шошонітові серії, та *зрілі*, у яких кількісно переважають вулканіти середнього складу вапнисто-лужної серії і наявні тоналіт–гранодіорит–гранітові інтрузивні масиви, де у підпорядкованій кількості можуть бути монзоніти та сіеніти. Іншими словами, з «визріванням» острівних дуг у них збільшується кількість середніх та кислих порід нормального і сублужного рядів.

Типовим прикладом острівних дуг є Японські острови. В Японії нараховують понад 440 вулканів четвертинного віку, які розташовані в смузі шириною від декількох до 270 км. Ця смуга розташована за 150–300 км на захід від глибоководного жолоба. Зона Заварицького–Беньофа, що відповідає жолобу, заглиблюється в західному напрямі і простежується під Японськими островами на глибинах 130–200 км. Із заглибленням зони на поверхні їй відповідають щораз більше 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, проте, як свідчать літературні джерела, характер їх може бути різним. В одних випадках тут 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 і плутонізму шириною від 500 до 1500 км. У палеозої і мезозої тут була система острівних дуг та задугових (окраїнних) морів, характер магматизму в яких відповідав розглянутим вище на сучасних прикладах. Під час еволюції ці дуги поступово підлягали складчастості, моря закривалися і розміри континенту нарощувалися в західному напрямі. Відповідно, тут 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 батоліт¹² Сьєрра–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 Східнотихоокеанський серединно-океанічний хребет, тому він і розташований на сучасному етапі не посередині океану, а біля берегів Америки (рис.2.2). Унаслідок насування і режиму стиснення вздовж узбережжя виникла вапнисто-лужна 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.



Рис. 2.2. Фрагмент Східнотихоокеанського серединно-океанічного хребта

Приблизно 30 млн. років тому Північно-Американський континент частково перекрив Східнотихоокеанську систему СОХ, з огляду на що змінився характер магматизму. На космічних фотознімках добре видно, що ця система розбита численними поперечними

¹² Під батолітами в англійській літературі розуміють незвично великі інтрузивні тіла; в літературі по Україні такі тіла називають плутонами.

розломами, по яких відбуваються зсуви хребтів. Отже, після того, як Північно-Американський континент насунувся на систему поперечних розломів, вони почали 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 карбонатитові комплекси. В місцях, де розколів не відбувалося, формувалися вапнисто-лужні серії та плутонічні тіла, що їх супроводжують.

Подібні умови були і вздовж західного узбережжя Південної Америки в Андах. Тут упродовж 150 млн. років до нашого часу в смугі довжиною близько 6500 км майже безперервно відбувались прояви вапнисто-лужного вулканізму та плутонізму.

Зокрема, в центральній зоні Анд у плейстоцені та голоцені сформувався пояс андезитів, який налічує близько 600 стратовулканів. Це район найбільшої концентрації стратовулканів на Землі [15]. 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 з близько 1000 самостійних інтрузивних тіл, які належать до десяти різновікових (від крейди до міоцену–палеоцену) магматичних комплексів¹³. 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 вапнисто-лужних (переважно андезитових) серій, що складені двопіроксеновими, інколи олівін- або роговообманкововмісними андезитами до кварцвмісних латитів підвищеної калієвості. Зазначають, що, на відміну від вапнисто-лужних серій, пов'язаних з острівними дугами, основних вулканітів в складі таких серій або взагалі нема або вони трапляються в дуже незначній кількості. Припускають, однак, що між типовими островодужними та континентальними серіями цього типу можуть бути всі проміжні відміни [15].

2.1.3. Загальні особливості магматичних асоціацій океанів та зон переходу від океанів до континентів

1. Серед магматичних утворень цих структур переважають базальтоїдні серії – толейтова, 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 одного й того ж материнського розплаву. Відповідно, у кожній серії, крім базальтів, можуть бути вулканіти середнього та кислого складу. В кожній серії поява порід з більшою

¹³ Це один з нвйяскравіших прикладів поліхронних плутонічних тіл, про які згадувалося в параграфі 1.1

кількістю кремнезему супроводжується збільшенням кількості лугів і самі серії відрізняються між собою різною “швидкістю” накопичення лугів, головню калію, паралельно зі збільшенням вмісту кремнезему.

2. Поява тих чи інших серій залежить від характеру структур – у серединно-океанічних хребтах формуються лише толейтові 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: що відрізняються перевагою середніх порід над основними, проте належать до тієї ж групи вапнисто-лужних серій.

3. Вулканічні серії постійно супроводжуються плутонічними тілами, проте розміри їхні та кількість значно менші, ніж на континентах. За однією з оцінок [17], співвідношення вулканічних та плутонічних порід тут приблизно відповідає 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 і на континентах, але тут вони є в незначній кількості порівняно з усіма іншими типами гранітів.

2.2. МАГМАТИЧНІ АСОЦІАЦІЇ КОНТИНЕНТІВ

Усі без винятку континенти Землі складаються з давніх докембрійських платформ, навколо яких, починаючи з пізнього протерозою, утворювалися складчасті пояси.

2.2.1. Магматичні асоціації фундаменту древніх платформ

Уважають, що в ранньому докембрії виникло не менше 90% континентальної кори всієї планети. Кількісні співвідношення ранньодокембрійських порід різних генетичних груп важко оцінити, однак близько 50% їх магматичного походження. В будові фундаменту платформ беруть участь кілька асоціацій, які притаманні лише ранньому докембрію і не виникали на пізніших етапах.

Плутонометаморфічні асоціації належать до найпоширеніших і найспецифічніших ранньодокембрійських утворень, хоча в невеликій кількості можуть траплятись і серед утворень фанерозою. Головною їхньою особливістю є 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 розділяють на мігматитові, гранітогнейсові та плутонічні автохтонні.

Морфологічні особливості мігматитових та гранітогнейсових тіл охарактеризовані в параграфі 1.1. Як звичайно, вони пов'язані між собою поступовими переходами і виникають унаслідок регіональної гранітизації тих чи інших метаморфічних товщ. Як крайній випадок гранітизації в складі плутонометаморфічних асоціацій можуть виникати автохтонні плутонічні тіла. Гранітоїди в цьому разі втрачають гнейсоподібні текстури і набувають масивного вигляду, проте зберігають гранобластові мікроструктури. Скіалітів у них майже нема. межі масивів з гранітогнейсовими тілами та мігматитовими полями поступові, з метаморфічними товщами можуть бути або поступові (через перехідні мігматитові зони), або чіткі, однак приконтартових змін не простежується. В цілому такі масиви дуже подібні до “нормальних” інтрузивних, та відрізняються від них тим, що не мають зональної будови (тобто змін у разі наближення до контактів), порфіроподібних вкраплеників, супровідної жильної серії.

Принципово важливою особливістю гранітоїдів плутонометаморфічних асоціацій є подібність їхнього мінерального складу до складу вмісних метаморфічних товщ. Це свідчить про їхню непереміщеність (автохтонність), тобто про те, що такі гранітоїди формувалися в межах цих товщ і з речовини, яка складала ці товщі. В ідеальному випадку тут виникає латеральна послідовність: метаморфічна товща→мігматитове поле→гранітогнейсове тіло→плутонічний масив. Кожний наступний член цієї послідовності ніби псевдоморфно заміщує попередній і всі вони розташовані на одному стратиграфічному рівні. Такі послідовності названо ізолітогенними, псевдоморфними або філетичними плутонометаморфічними рядами. В конкретних випадках тих чи інших членів плутонометаморфічної послідовності може не бути, однак незважаючи на це, таке явище дає змогу визначати і картувати макрорізони різного складу, відтворюючи загальну стратиграфічну послідовність вихідних метаморфічних товщ регіону навіть у тих ділянках, де самі метаморфічні породи не збереглися.

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 закінчилися майже одночасно приблизно 2 млрд. років тому). В багатьох випадках різновікові процеси відбувалися в межах одних і тих же тіл, не порушуючи загальної тектонічної будови, з огляду на що радіологічні методи фіксують лише останню, ранньопротерозойську стадію гранітизації. У разі спроб розділити такі утворення за віком дослідники стикаються з нездоланими труднощами. Водночас у випадку картування і, відповідно, виділення тіл за структурно-речовинними ознаками ці труднощі не мають суттєвого значення, оскільки всі різновікові продукти гранітизації утворюють цілісні з геологічного погляду плутонометаморфічні тіла.

Найповніше плутонометаморфічні асоціації давніх платформ на Українському щиті досліджені роботами 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 та плагіогнейсів, часом з силіманітом, кордієритом або графітом. Склад метаморфічних та плутонічних порід дуже подібний між собою і це дає змогу судити про поширення товщі (так званої кінцигітової формації), яка у самостійних виходах цього регіону 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 гранітогнейсові тіла, що відповідають за складом кінцигітової формації. Плутонічні тіла такого ж складу описав Ю.А.Кузнецов як кузеєвіти в західній частині Східносибірської платформи. Отже, можна твердити про наявність у природі самостійного кінцигітоїдного ізолітогенного ряду (цей ряд утворився в умовах гранулітової фації метаморфізму).

Стратиграфічно вище кінцигіт-гранітогнейсової асоціації на Українському щиті залягає гнейсоендербітова асоціація, представлена товщею гіперстенвміщених плагіогнейсів та кристалічних сланців (гіперстенова гнейсокристалосланцева формація), які “заміщені” тілами ендербітів (двопіроксенвміщених гнейсоподібних плутонічних порід кварц діоритового та гранодіоритового складу) з постійними скіалітами метаморфічних порід, що їх вміщують. Аналогічні за складом утворення відслонені в районі Ладозького озера; тут простежуються плутонічні тіла ендербітів, практично без скіалітів. Всі ці утворення можна зачислити до ендербітоїдного ізолітогенного ряду.

Ще вище на Українському щиті залягає товща лейкократових біотитвміщених двопольовошпатових гнейсів нерідко з гранатом та 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. Вона широко розвинута в західній та східній частинах Українського щита (відповідно, у Подільському та Приазовському районах). У західній частині щита з нею асоціюють згідні тіла лейкократових гранатвміщених гранітів, насичені включеннями метаморфічних порід. Граніти дуже близькі за складом до двопольовошпатових гнейсів, а за морфологією утворюють тіла гранітогнейсового типу. В східній частині щита, поряд з гранітами трапляються досить значні за розмірами плутонічні тіла таких же гранітів, без скіалітів. Ці тіла дуже подібні до масивів переміщених лейкогранітів розглянутого нижче S-типу, і надійно відрізнити їх можна лише за допомогою картування (на відміну від переміщених гранітів, ці залягають згідно серед товщ лейкогранулітової формації), а також за відсутністю в асоціації з ними двослюдяних пегматитових жил. Усі ці утворення можна зачислити до одного ізолітогенного лейкогранітоїдного ряду, представники якого утворюють граніт-лейкогранулітові асоціації. Три перераховані 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 повинен бути ранньоархейським. Зокрема, визначення радіологічного віку гранітоїдів граніт-кінцигітової асоціації стабільно відповідає 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-біотитвмісних плагіогнейсів, сталічних сланців та амфіболітів. На окремих ділянках зберігаються достатньо великі за розмірами виходи більш чи менш інтенсивно мігматизованих метаморфічних порід, які до гранітизації склали стратифікований комплекс (так звану аульську серію), поширений на більшій частині території району. Тут виділяють повний ізолітогенний плагіогранітоїдний ряд від практично немігматизованої вихідної товщі, метаморфізованої в амфіболітовій фації через мігматитові поля та гранітогнейсові тіла до плутонічних тіл плагіогранітоїдного складу. Найвідомішим представником таких утворень є Запорізький масив, площа якого становить близько 200 км². У Приазовському районі товщі, початково метаморфізовані в гранулітовій фації, пізніше повторно змінені в умовах амфіболітової фації (такі зміни називають діафторезом). Під час діафторезу вони були інтенсивно гранітизовані з виникненням двох повних ізолітогенних рядів – плагіогранітоїдного та діоритоїдного. У випадку діоритоїдного ряду по товщі плагіогнейсів та кристалічних сланців виникають діорит-мігматити та діорит-гнейсові тіла, які на окремих ділянках замінені плутонічними тілами кварцових діоритів. Зазначимо, що з якихось причин процеси гранітизації в східній частині щита виявлялися повніше, ніж у

західній – тут у всіх ізолітогенних рядах наявні крайні члени – плутонічні тіла. Тоді як у західній частині виникали лише граніто-гнейсові тіла.

Сірогнейсові асоціації. У деяких місцях більш ранніми щодо гранітогнейсових асоціацій є сірі, світло-сірі однорідні породи, які за складом відповідають андезитам, дацитам або тоналітам та плагіогранітам. Їх назвали “сірими гнейсами”. Навколо їхньої природи виникла дискусія, пов’язана з принциповим питанням – коли в історії Землі вперше з’явилися породи середнього та кислого складу і якого складу була первинна кора Землі – так звана протокора. Вважають, що Земля під час утворення мала більш-менш однорідну (гомогенну) будову, і склад її відповідав метеоритам, тобто був основним чи ультраосновним – це космічний процес. Геологічні ж процеси Землі пов’язані з початком перерозподілу (диференціації) земної речовини – розділенням її на ядро, мантію та протокору. На подальших етапах протокора підлягала перетворенню під впливом активних процесів магматизму, складчастості та регіонального метаморфізму і гранітизації в ранньому докембрії. Тому досі нез’ясовано, чи збереглись на Землі хоч де-небудь релікти протокори (нехай у значно зміненому вигляді) і який вони мали початковий склад. З цим питанням пов’язана ціла низка інших проблем, а саме: коли утворились океанічні та континентальні структури; коли виникла континентальна кора і з чого - внаслідок переробки базальтової океанічної кори, чи відразу з протокори, тощо. Багато хто з дослідників переконаний, що найбільш ранні магматичні утворення в історії Землі були складені ефузивами та комагматичними їм інтрузіями середнього складу, і 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 сірогнейсових асоціацій практично у всіх ранньодокембрійських регіонах.

Найтипівішим прикладом цієї асоціації вважають гнейси Амітсок Західної Гренландії, вік яких датований 3,75–3,70 млрд. років [15]. Оскільки ті породи були пізніше метаморфізовані, розгнейсовані, гранітизовані, підлягали тектонічним переміщенням (зокрема, насувам), то реставрувати їхні первинні особливості дуже важко. Учені, які підтримують цю гіпотезу доводять, що сірі гнейси є похідними різних інтрузивних тіл з активними контактами між собою. Це викликає сумнів, однак первинно магматичну природу їх можна вважати доведеною. На Українському щиті подібні утворення відомі в невеликій кількості у Середньому Придніпров’ї, але тут вони, судячи з наявних даних, належать до другого, молодшого етапу (3,1–2,8 млрд. років).

На вивчення сірих гнейсів затрачено багато зусиль, та все ж проблема не вирішена, оскільки в тих же найдавніших гнейсах Амітсок містяться включення порід основного та ультраосновного складу, тобто якісь магматичні породи були і до утворення сірих гнейсів. З огляду на це зазначимо, що в межах Східноєвропейської платформи стратиграфічно найнижче розташовані метаморфізовані в гранулітовій фації ефузивні основні породи, 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 та піроксенітів до анортозитів. Найвідоміші представники асоціацій цього типу – масиви так званих автономних анортозитів. Анортозити (породи, які містять понад 90% плагіоклазу) часто формуються як диференціати основних розплавів у складі розшарованих габроїдних масивів. Появи їх у таких випадках пояснюють кристалізаційною диференціацією згідно зі схемою Боуена, і якихось особливих питань під час їхнього дослідження не виникає. Проте, крім цього, у ранньому докембрії утворювались величезні масиви, складені майже повністю анортозитами. Габроїди в них наявні лише в невеликій кількості, і пояснити виникнення таких масивів процесами кристалізаційної диференціації звичайних основних розплавів без дії додаткових факторів не вдається. Тому анортозитові масиви цього типу називають автономними.

Геологічне положення таких масивів завжди однакове – вони, як звичайно, 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 уздовж південної межі Алданського кристалічного масиву у Східному Сибіру; з ним пов'язаний Джугджурський масив анортозитів площею понад 2000 км² та кілька дещо менших тіл. Уздовж південної межі Канадського щита простежується так званий Гренвільський пояс, з яким пов'язаний Адіронацький масив площею близько 3000 км². Дещо менші за розмірами масиви пов'язані з Лапландським глибинним розломом Балтійського щита. Всі ці масиви побудовані приблизно однаково – у їхній нижній частині містяться порівняно малопотужні зони перешарування габро, габроноритів з анортозитами. Кількість анортозитів стрімко зростає вгору за розрізом, і головний об'єм масивів складений одноманітними анортозитами, у яких ознак перешарування не зафіксовано. В верхній частині масивів анортозити поступово переходять, або прорвані тілами монзонітів до сієнітів. Склад плагіоклазу найчастіше відповідає № 45–55, тобто лабрадор-андезину, причому плагіоклаз звичайно містить антипертитові вrostки калійового польового шпату. За хімічним складом такі породи часто (але не завжди) відповідають не основним, а середнім. З анортозитовими масивами звичайно

пов'язані досить багаті прояви титаномагнетит-апатит-ільменітових руд. Питання про походження таких великих мас магматичних розплавів лейкократового складу поки що не з'ясоване. Не відомо також, з яким саме геологічним етапом пов'язане вкорінення цих масивів – вони локалізовані в розломах і мають тектонічні контакти з утвореннями, що їх оточують, а радіологічні дослідження дають досить різні цифри.

Крім анортозитових, на всіх докембрійських щитах виявлено комплекси порівняно невеликих (перші кілометри, зрідка перші десятки кілометрів квадратних) дайко- та пластоподібних тіл олівінітів, лерцолітів, піроксенітів, габроноритів, габро та анортозитів. Менші за розмірами тіла мають однопородний склад, у будові більших беруть участь лерцоліти або піроксеніти до анортозитів, причому вони могли утворюватись як одночасно, так і в декілька вікових генерацій. Найпоширенішими петрографічними відмінами серед них є лерцоліти та одно- і двопіроксенові піроксеніти. В найменш змінених відмінах лерцолітів зберігається голуба благородна шпінель – плеонаст, за петрохімічним складом такі відміни виявляються найближчими, серед відомих магматичних утворень до теоретично розрахованого початкового складу мантийної речовини (так званого піроліту за Рінгвудом). Характерна особливість більших за розмірами тіл – звичайна наявність смуг або жил велетенськозернистих пегматоїдних габро, габро-пегматитів, а також подібних до брекчій порід, у яких є кутасті ділянки піроксенітів, зцементованих лейкократовими габро та анортозитами. Імовірно, що серед комплексів цього типу є різновікові утворення, однак принаймні частину з них становлять дайкові пояси довжиною до перших сотень кілометрів серед ранньоархейських товщ, метаморфізованих у гранулітовій фації. Ці тіла вкорінювались ще до проявів регіонального метаморфізму та складчастості. У процесі 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, що беруть участь у стратифікації метаморфічних товщ. Під час утворення плутонометаморфічних асоціацій метаморфічні породи, що вміщують ультраосновні та основні, підлягали гранітизації і збереглися серед гранітоїдів у вигляді більш чи менш інтенсивно змінених (амфіболізованих, серпентинізованих) скіалітів. У межах Українського щита для порід цієї асоціації (новопавлівський комплекс) визначений радіологічний вік становить 3670 млн. років. Співвідношення гіпербазитових та габроїдних тіл гіпербазит-анортозитових асоціацій з сірогнейсовими не з'ясовано, можливо, що згадані вище включення в сірих гнейсах складені породами саме цієї асоціації, яка, імовірно, є найдавнішим проявом інтрузивного магматизму у ранньому докембрії.

Найбільше поширені і детально вивчені ці утворення на Балтійському щиті [10]. На Українському щиті вони відомі в межах Голованівського блоку на Поділлі та у Західному Приазов'ї (так званий новопавлівський комплекс Оріхово-Павлоградської зони), де утворюють лінійні пояси меридіонального простягання. Для цих поясів характерна різко підвищена потужність земної кори, особливо базальтового шару, а також ділянки підвищеної щільності земної кори (за геофізичними даними щільність таких ділянок наближається до щільності еклогітів¹⁴). Висловлено припущення, що ультраосновні породи цих поясів виникали не внаслідок плавлення та кристалізації магматичних розплавів, а шляхом “втискання” в земну кору фрагментів мантийної речовини за умов стиснення в зонах найдавніших розломів. Ця гіпотеза досить добре узгоджується з наведеними вище особливостями будови земної кори в таких районах.

Тоналіт-зеленокам'яні асоціації. На всіх докембрійських щитах відомі потужні товщі базальтів, у підпорядкованій кількості ультраосновних, середніх та 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 названо зеленокам'яними комплексами. Вони вповнюють западини серед гранітогнейсових та мігматитових полів, серії таких западин утворюють пояси завдовжки до сотень і завширшки до десятків кілометрів. Уважають, що формування 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 толейтових, серед них виділяють щільні, пористі мигдалекам'яні, шлакові відміни, туфи. В верхніх частинах потоків вони нерідко мають кулясту окремість (так звані пілоу-лави). Потужність деяких потоків коливається від перших десятків до 120 м. Ультраосновні ефузиви з мінеральним парагенезисом олівін + клінопіроксен уперше описані 1969 р. братами Вільджоенами в Південній Африці на річці Коматі, звідки й назва – коматііти. Характерні їхні особливості – структура спініфекс (зумовлена скелетними кристалами олівіну та піроксену) та висока магнезійність. Коматііти перешаровані з базальтами, зокрема на Українському щиті простежується певна ритмічність такого перешарування, однак генезис їхній не зрозумілий. Деякі дослідники вважають, що коматііти утворюють неперервні серії з базальтами та андезитами, інші – що коматііти становлять окрему групу (серію), яка виникла внаслідок вкорінення ультраосновних розплавів з більших глибин, порівняно з толейтами. Петрохімічні особливості свідчать, що коматііти відрізняються від

¹⁴ Еклогіти – гранат-піроксенові породи основного складу і великої щільності, які відповідають за хімічним складом базальтам; припускають, що еклогіти виникають унаслідок метаморфізму базальтів за умов мантиї або нижніх частин земної кори

толеїтів іншим характером трендів (для толеїтів провідною тенденцією є змінна кількість заліза, а для коматіїтів – магнію), що підтверджує їхню належність до різних серій. Проте в такому випадку не можна пояснити ритмічність їхнього перешаровування 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, лапілли, рідше лави. З толеїтами асоціюють масиви габро-діабазів, з коматіїтами – дайкоподібні тіла і невеликі масиви дунітів та олівінітів, які змінюються до периферійних частин тіл перидотитами та клінопіроксенітами. Одне з таких тіл у Західній Австралії має довжину декілька сотень кілометрів. З середніми та кислими вулканітами генетично пов'язані масиви, склад яких коливається від кварцових діоритів через тоналіти до плагіогранітів. Ці масиви порівняно з ультраосновними та основними досягають найбільших розмірів, що і відображено в назві асоціації.

Уважають, що в історії Землі були два періоди утворення тоналіт-зеленокам'яних асоціацій – 3500 та 3100–2800 млн. р. До першого етапу належить серія Барбертон Трансваальського щита Південної Африки – найтипівіша і найліпше вивчена. До молодших зачисляють зеленокам'яні пояси Північної півкулі – комплекс Абітібі Канади, комплекси Українського та Балтійського щитів. З зеленокам'яними комплексами пов'язана половина всіх світових запасів нікелю і 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 ефузиви 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, були складені зеленокам'яними комплексами, і піднімались вздовж межі цих западин. Цей погляд начебто доводять радіологічні дослідження, які вказують на приблизно однаковий чи навіть молодший вік для гранітоїдів порівняно з зеленокам'яними товщами. У цьому разі, однак, ігноровано те, що такі ж 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, 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, а 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. Як відомо, граніти є однією з найпоширеніших на Землі петрографічних відмін магматичних утворень, тому завдання з їхнього розрізнення та систематики і досі актуальне. В останні роки набув популярності запропонований австралійськими вченими Б.Чепелом та А.Уайтом підхід, згідно з яким всі гранітоїди розподілено на два типи – S (sedimentary) та I (igneous). До першого належать граніти, які за геологічними та петро-геохімічними ознаками були виплавлені з метаосадових товщ; до другого – граніти, утворені внаслідок чи то процесів кристалізаційної диференціації більш основних (порівняно з гранітами) магматичних розплавів, чи то переплавлення (імовірно, під дією тих же розплавів) метаморфічних товщ з великою кількістю первинномагматичного матеріалу (наприклад, метаефузивів). Досить швидко виявилось, що ці два типи не охоплюють усієї різноманітності гранітоїдів, тому в західній геологічній літературі почали з'являтися чисельні пропозиції щодо виділення додаткових типів – А, С, Н, Т, М, а серед них ще й різних підтипів. Характеристики, які наводять для типів та підтипів свідчать, що об'єм таких систематизаційних підрозділів у розумінні західних геологів щораз більше наближається до поняття магматичної формації, яким здавна користувалися радянські геологи (Ю.А.Кузнецов та ін.). Тому доцільно зберегти виділення S-, I-, А-типів (табл. 3) не для окремих магматичних комплексів (формацій), а для більших підрозділів – магматичних асоціацій (доцільність виділення всіх інших типів та підтипів сумнівна).

У межах фундаменту докембрійських платформ, як звичайно, виділяють декілька структур 1-го порядку – так званих геоблоків (сегментів, доменів, мікроконтинентів за термінологією різних дослідників), які суттєво відрізнялися між собою активністю в ранньому докембрії і, відповідно, переліком геологічних комплексів, які в них виникали. У найактивніших геоблоках у пізньому археї утворилися згадані вище зеленокам'яні пояси, а в ранньому протерозої – великі прогини, виповнені ранньопротерозойськими метакарбонатно-теригенними товщами. В просторовому зв'язку з прогинами, менше серед архейських утворень у віковому інтервалі 2500–2000 млн. років виникали масиви грубозернистих порфіроподібних біотитових гранітів (площею до 2000 км²) і тіла (до перших сотень кілометрів) рівномірнозернистих двослюдяних (біотит-мусковітвмісних) гранітів. Значимо, що граніти були пересичені алюмінієм, через що в них постійно наявна розсіяна вкрапленість гранату – альмандину, і часто трапляється турмалін. У найбільш лейкократових відмінах гранітів слюди нерідко зникають, а з'являються гранат- або турмалінвмісні

Таблиця 3.

Характерні особливості гранітоїдів S-, A-, I-типів за [2] з доповненням автора

Характерні особливості	Гранітоїди S-типу	Гранітоїди I-типу	Гранітоїди A-типу
Провідні породні різновиди	Біотитові, біотит-мусковітові граніти	Діорити, кварцові діорити, монцоніти, кварцові монцоніти, гранодіорити, кварцові сієніти, біотитові граніти, сублужні граніти	Сублужні біотитові, амфібол-біотитові граніти, кварцові сієніти (граносієніти)
Другорядні породні відміни	Мусковітові, турмалінові граніти, аляскіти	Кварцові сієніти, монцоніти з кліно-рідше орто-піроксеном (“інтрузивні чарнокіти”)	Гранофірові граніти, граніти з олівіном, флюоритом
Мінерали породоутворювальні	Мусковіт, біотит	Біотит, рогова обманка, клінопіроксен	Біотит, рогова обманка (часто сублужна)
Акцесорні мінерали	Сфен-апатитовий тип мінералізації, гранат, турмалін, зрідка андалузит, кордієрит	Ільменіт-монацитовий тип мінералізації, магнетит, сфен	Апатит-ільменітовий тип мінералізації
Постмагматичні утворення	Пегматити двослюдяні з турмаліном та гранатом, грейзени, скарни	Кварцові жили	Біотитові пегматити з топазом, як виняток – олівінові пегматити, кварцові жили
Супутні утворення	Не характерні	Тіла габро, дуже часто асоціація з вулканітами базальт-андезит-ріолітового складу з переважанням андезитів	Часта асоціація з лужними плутонічними та вулканічними утвореннями
Петрохімічні особливості*	$Al/(Na+K+Ca/2) > 1.05$	$Al/(Na+K+Ca/2) < 1.1$	Збагачені 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, монцоніт-сієнітова, гранітова I-типу, сублужна гранітова	Граніт-граносієнітова, сублужна гранітова, рапаківігранітова, гранофіргранітова
Геодинамічні умови утворення	Режим розтягнення	Режим латерального стиснення	Утворення склепінно-брилових структур

лейкократові граніти, близькі до аляскітів. Характерною особливістю цих асоціацій є широкий розвиток мусковітвмісних пегматитів (з гранатом, апатитом, турмаліном, сподуменом) та грейзенів – мусковіт-кварцових порід, які виникають унаслідок вилугування всіх інших мінералів і розвиваються як по гранітах, так і по метаморфічних породах, що їх уміщують. Пегматити і грейзени часто утворюють цілі поля розміром в перші кілометри, у межах яких усі інші породи (в тому числі граніти) підлягають повній переробці. Такі поля виникають як в апікальних (верхніх) частинах масивів, так і без видимого зв'язку з ними (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 – Середнього Придніпров'я) та Алданському (кодарський комплекс) щитах. У межах Українського щита в складі житомирського та кіровоградського комплексів нерідко об'єднані як інтрузивні масиви, так і гранітоїди плутонометаморфічних асоціацій на підставі близького віку їхнього утворення. Однак, незважаючи на близькість віку, такі масиви, як звичайно, відділені від плутонометаморфічних тіл чіткими контактами і відрізняються від них морфологією тіл, розвитком порфіроподібних вкраплеників у біотитових відмінах, наявністю мусковіту й турмаліну в двослюдяних гранітах і пов'язаних з ними пегматитах, наявністю грейзенів. Усі ці ознаки не притаманні плутонометаморфічним асоціаціям і спонукають розділяти 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. Остання у деталях подібна до асоціації Алданського щита, яку здавна виділяли як самостійний кодарський комплекс. Проте є певна різниця в структурному положенні цих тіл. У західній частині Алданського щита вони утворюють так званий Кодаро-Ярогинський плутонічний пояс завдовжки понад 600 км, у межах якого простежується послідовна зміна розміру масивів, їхнього радіологічного віку та низки петрографічних особливостей. На Українському щиті такі самі масиви згруповані в ізометричні ареали діаметром близько 100 км (найбільш яскраво виражені ареали в південно-східній частині Волинського району та південно-західній частині Середньопридніпровського району). У подібних випадках можна припускати, що всі масиви одного ареалу виникли з одного магматичного вогнища, тоді як масиви, які складають плутонічний пояс – швидше за все з різних.

Цікава особливість асоціацій S-типу та, що вони 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, подібних

масивів поки що невідомо. Можливо, що ці дві особливості пов'язані між собою, і підняття геоблоків було зумовлене процесами зменшення щільності геоблока в цілому під час утворення магматичних розплавів (гранітоїди плутонометаморфічних асоціацій у різних геоблоках розвинуті приблизно однаково і поширення їх з положенням геоблоків не корелює).

Магматичні асоціації I-типу складені не лише гранітоїдами, а й 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 та вулканогенно-теригенних товщ у видовженої форми депресіях. Кількісні співвідношення вулканітів та теригенних порід можуть коливатися в широких межах – від різкої переваги вулканітів (Український щит) до переваги осадових порід (Східносибірська платформа). Характерною особливістю вулканогенно-осадових товщ є 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 та гранодіоритів; широко розвинуті породи підвищеної лужності – монцоніти, кварцові монцоніти, граносієніти (кварцові сієніти). Серед гранітів переважають порфіроподібні біотитові відміни, які макроскопічно не відрізняються від біотитових гранітів S-типу. Під час детальніших досліджень між гранітами I- та S-типів виявлено низку петро-геохімічних відмінностей (зокрема, за співвідношеннями рідкісноземельних елементів). Вулканічні та плутонічні породи тісно пов'язані між собою просторово, за віком та генетично формуючи цілісні, так звані комагматичні вулкано-плутонічні асоціації. Ці асоціації утворюють вулкано-плутонічні пояси довжиною до 1000 км і більше, пов'язані з регіональними розломами, які, імовірно, здебільшого розділяють між собою названі геоблоки – найбільші структури в тілі фундаменту давніх платформ. Пояси утворювалися після закінчення головних геологічних подій у межах геоблоків. Вулкано-плутонічні пояси спаювали геоблоки між собою, що призводило до виникнення 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 всі вони вкладаються в інтервал 2050–1650 млн. років, що приблизно відповідає середньому протерозою (2000–17000) в сучасній хроностратиграфічній шкалі. Зокрема, у фундаменті Східноєвропейської платформи формування поясів

відбувалося у два етапи – 2000–1900 (Волино-Поліський пояс) та 1850–1650 млн. р. (Трансскандинавський пояс).

Одним із добре вивчених прикладів асоціацій І-типу є Волино-Поліський пояс, який розділяє структури Українського щита та Білоруського кристалічного масиву. Цей пояс обмежений двома регіональними розломами північно-східного простягання (Суцано-Пержанським та Стоходсько-Могильовським) і тягнеться на відстань понад 600 км від м. Рівне в напрямі Смоленська за ширини до 100 км. За даними буріння його можна простежити від м. Рівне і на південний захід до м. Рави-Руської на Львівщині. Вулканічні утворення тут представлені різною мірою зміненими базальтами, андезито-базальтами, дацитами, трахіродацитами, трахіюлітами; у невеликій кількості з ними асоціюють теригенні породи, перетворені на слюдисті сланці. Плутонічні утворення проривають вулканіти; вони сформувалися в декілька інтрузивних фаз (вікових генерацій): 1) габро, габродіорити; 2) діорити, монцоніти, кварцові монцоніти; 3) гранодіорити, граносієніти (кварцові сієніти); 4) граніти. В межах поясу магматичні утворення асоціації займають не менше 70% усїєї площі. Від поясу в різних напрямках уздовж систем розломів відгалужуються ланцюжки плутонічних масивів, складених тими ж породами. Довжина кожного з таких ланцюжків близько 100 км. Характерна особливість району – широкий прояв 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, у зонах розломів виникають смугасті бластомілоніти (інтенсивно дроблені і пізніше перекристалізовані породи), які за зовнішнім виглядом нагадують мігмати.

Подібні утворення, однак менше вивчені (лосівська серія + усманський комплекс) відомі вздовж східної межі Воронезько-Українського геоблока в межах Воронезького кристалічного масиву. В обох випадках поблизу поясів І-типу на Українському щиті та Воронезькому кристалічному масиві відомі масиви двослюдяних гранітів (відповідно, житомирського та волгоградського комплексів), просторово пов'язані з ранньопротерозойськими метакарбонатно-теригенними прогинами (Тетерівським та Липецько-Волгоградським), які простягаються паралельно до вулкано-плутонічних поясів та тектонічних меж геоблока (рис. 2.3.). Зазначимо, що граніти S-типу значно поширені в межах усього геоблока, проте їхній різновид – двослюдяні граніти – у внутрішніх частинах геоблока трапляються зрідка, не належать до асоціацій І-типу, та мають з ними певні структурні зв'язки¹⁵.

Уздовж західної межі Східноєвропейської платформи в меридіональному напрямі простежується так званий Трансскандинавський магматичний пояс (Transscandinavian

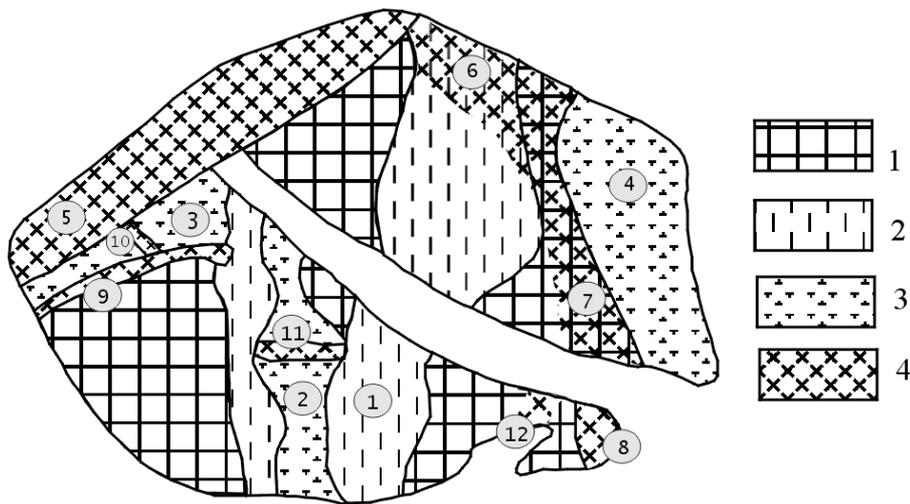


Рис. 2.3. Головні структурні елементи Воронежсько-Українського геоблока а – виходи гранулітогнейсових комплексів; б – амфіболітогнейсові пояси (1 – Дніпровський район); в–метатеригенні прогини (2 – Кіровоградський, 3 – Тетерівський, 4 – Липецько-Волгоградський); г – магматичні асоціації І-типу (5 – Волино-Поліський, 6 – Брянсько-Курський, 7 – Лосівсько-Лівенський пояси, 8 – самбецький комплекс, 9 – Шепетівсько-Фастівська група масивів, 10 – масиви Красногорсько-Житомирської тектонічної зони, 11 – Новоукраїнський масив, 12 – ареал салтичанського комплексу)

igneous belt – ТІВ). У його складі, за даними Р.Горбачова та інших дослідників, просторово об'єднані утворення різних асоціацій, проте “основу” його формує асоціація І-типу. Цей пояс приблизно на 200–300 млн. років молодший від Волино-Поліського; на думку деяких західних дослідників, продовження його є на Північно-Американському континенті, який у ранньому докембрії становив одне ціле з Європейським континентом. Система подібних поясів простежується і вздовж південної межі Східносибірської платформи (рис. 2.4.).

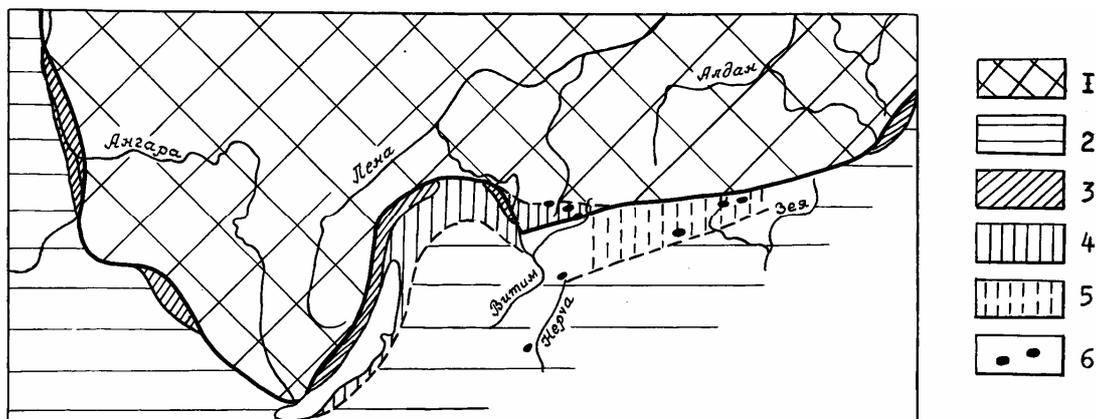


Рис. 2.4. Розташування вулканоплутонічних структур І-типу вздовж південної межі Східносибірської платформи. 1 – Східносибірська платформа; 2 – складчасті пояси; 3 – вулканоплутонічні структури І-типу; 4 – Байкальська складчаста область; 5 – район можливого поширення структур І-типу та розшиарованих габроїдних масивів; 6 – розшиаровані габроїдні масиви

Магматичні асоціації А-типу. До так званого А-типу належать гранітоїди, які виникли в умовах тектонічної активізації стабілізованих областей. Виділення цих утворень у самостійний тип ґрунтується на низці петро-геохімічних відмінностей їх від гранітів S- та І-типів. Зокрема, гранітоїди А-типу відрізняються підвищеною лужністю (переважають сублужні граніти) та більшим вмістом важких рідкісноземельних елементів. У застосуванні до давніх платформ це відповідає гранітоїдам, які сформувалися після завершення процесів метаморфізму та складчастості ранньодокембрійських стратифікованих товщ, що складають фундамент платформ, і до початку утворення платформного чохла. Найхарактернішими представниками цього типу гранітоїдів є граніти рапаківі. Вони відомі на різних платформах, проте об'єми асоціацій у цілому до кінця не з'ясовані навіть у таких добре вивчених регіонах, як Східноєвропейська платформа. На прикладі цього регіону виявлено, що до тектонічного етапу, який розділяв завершення формувань 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. Кількісно в складі асоціації переважають сублужні гранітоїди, з огляду на що всю асоціацію будемо називати асоціацією А-типу.

У межах Східноєвропейської платформи розглянута асоціація поширена переважно в західній її частині. Головний об'єм її – це анортозит-рапаківігранітові плутони, що утворюють дугоподібний плутонічний пояс, який простягається паралельно до західної межі платформи від центральної частини Українського щита (Корсунь-Новомиргородський плутон) через Волинь (Коростенський плутон) та Прибалтику (Ризький плутон) до Балтійського щита (Виборзький та інші плутони). Розміри плутонів становлять тисячі квадратних кілометрів (площа Коростенського плутону дорівнює 12 000 км²), радіологічний вік у північному напрямі поступово зменшується від 1740 (Корсунь-Новомиргородський плутон) до 1540 млн. р. (масив Лайтіла в центральній частині Балтійського щита). В більшості плутонів з гранітами просторово асоціюють ранні масиви габро-анортозитів та анортозитів, які займають до 25% загальної площі плутонів. У нижніх частинах масивів простежується перешаровування габро-норитів, габро-анортозитів та анортозитів, верхні частини масивів складені потужними однорідними пластинами анортозитів. У деяких випадках (Коростенський плутон) по периферії масивів вкорінювалися пізніші пласто- та дайкоподібні тіла так званого крайового комплексу, складені гіпербазитами та габро-норитами.

За особливостями складу анортозитові масиви дуже подібні до розглянутих вище автономних анортозитів, і причини їхнього утворення в цьому випадку в тісній асоціації з гранітоїдами не з'ясовані. Гранітоїди, які становлять головний об'єм плутонів, представлені

різкопорфіроподібними біотитовими та роговообманково-біотитовими сублужними гранітами, у яких періодично фіксують овоїди – вкрапленики мікрокліну, облямовані олігоклазом. Розміри овоїдів коливаються від 1 до 5–6 см, кількість – від 0 до 10–20% породи (рапаківі Виборзького плутону). Термін “рапаківі”¹⁵ використовують у двох значеннях – у вулчому він означає граніти з овоїдами, у ширшому цим терміном означають усю сукупність гранітів, пов’язаних із власне рапаківі. У складі тих плутонів рапаківі відіграють підпорядковану роль; кількісно переважають нормальні порфіроподібні граніти без овоїдів (їх часто називають рапаківіподібними). Кількість кварцу в породах непостійна, з огляду на що простежуються переходи до граносієнітів, кварцових сієнітів, монцонітів. Петрологічний характер зв’язків гранітоїдів та габро-анортозитів невизначений, в одних плутонах вони утворюють дві контрастні петрографічні групи, в інших є тіла проміжного складу (кварцові монцоніти Корсунь-Новомиргородського плутону, так звані лап’є-граніти Виборзького плутону), які проривають анортозити і, відповідно, прорвані гранітами, утворюючи об’єднувальну ланку між першими та другими.

У східній частині Українського щита розташовано декілька масивів, складених біотит-роговообманковими сублужними гранітами, граносієнітами, кварцовими сієнітами, монцонітами, дуже подібними за структурно-текстурними та петрогеохімічними особливостями до однойменних різновидів анортозит-рапаківігранітових плутонів. Хоча ці масиви належать до окремого граніт-граносієнітового східноприазовського комплексу, та подібність порід, що їх складають, до “рапаківіподібних” гранітоїдів настільки значна, що дає змогу припускати походження їх з однакових за вихідним складом порцій магматичних розплавів. Масиви обох типів (граніт-граносієнітові та анортозит-рапаківігранітові) прорвані 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 (у підпорядкованій кількості кварцових монцонітів, лейкогранітів), найхарактернішою рисою яких є постійна наявність у складі основної маси мікрографічних 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 досягає 20% від загального об’єму породи (у межах Українського щита такі граніти відомі як дивлінські граніт-порфіри у складі Коростенського плутону). Радіологічний вік цих утворень, за різними визначеннями,

¹⁵ В перекладі з фінської рапаківі означає гнилий камінь, що відображає підвищену здатність гранітів до руйнування при вивітрюванні. При цьому порода зберігає зовнішній вигляд в відслоненнях, але легко розділяється на окремі кристали при ударі

коливається від 1505 до 1380 млн. років. Різновиди з мікрографічними структурами в невеликій кількості трапляються і в зв'язку з рапаківі, тому до отримання радіологічних даних усіх їх об'єднували в одну групу. Детальніше вивчення гранофірових гранітів засвіжчило, що вони є не тільки молодшими порівняно з рапаківі, а й утворюють субширотний пояс, просторово пов'язаний з трансконтинентальним лінеаментом, який, за даними знімання з космосу, простежується від Охотського моря до південного узбережжя Балтійського моря і вздовж нього далі на захід. Цей пояс перетинає під прямим кутом згаданий вище дугоподібний пояс анортозит-рапаківігранітових плутонів, що є додатковим доказом належності гранофірових та рапаківі гранітів до різних груп (формацій, комплексів). За геохімічними особливостями гранофірові граніти близькі до гранітів так званого літій-фтористого типу. В межах західної частини Східноєвропейської платформи відомі також залишки полів ефузивів, для яких припускають генетичний зв'язок із якоюсь зі схарактеризованих вище груп плутонічних утворень (імовірно, із гранофіровими гранітами). Однак це поки що не доведено, і об'єм асоціації А-типу, як уже зазначено, до кінця не з'ясований.

2.2.2. Магматичні асоціації складчастих поясів

Після утворення ранньодокембрійські “ядра” континентів, починаючи з пізнього докембрію, перетворювалися на стабільні структури, у межах яких відклалися осадові породи. Ці відклади вже не підлягали складчастості та регіональному метаморфізму; вони утворювали платформні чохла, які на більшій частині площі перекривали ранньодокембрійські тектонічні споруди. Таким способом виникли давні платформи – стабільні тектонічно споруди, які складаються з кристалічного фундаменту та осадового чохла. З пізнього докембрію–риффею по периферії платформ виникають прогини, заповнені потужними товщами осадових та вулканічних порід. У класичній геології такі прогини названо геосинклінальними¹⁶. З часом ті прогини підлягали складчастості і так званій інверсії: на місці прогинів утворювались гірські споруди – складчасті пояси, які

¹⁶ Геодинамічна природа тих прогинів, як і характер фундаменту, на якому вони закладені, не з'ясовані. З погляду панівної тепер плитної тектоніки, такі прогини повинні бути закладені на океанічній корі і відображати умови в сучасних зонах переходу “океан–континент”. Однак, у дняких випадках високометаморфізовані ранньодокембрійські утворення трапляються і за межами давніх платформ у складчастих поясах, тому вірогідно, що пізньодокембрійські прогини могли закладатися на ранньодокембрійській континентальній корі. У разі детальних порівнянь виявлено, що серед сучасних геодинамічних умов немає повністю подібних до геосинклінальних, причому найяскравіше ці відмінності виявляються саме в характері магматичних асоціацій. Отже, доки відповідність геосинклінальних прогинів тим чи іншим умовам у рамках плитної тектоніки однозначно не вирішена, доводиться розглядати магматичні асоціації складчастих поясів, ґрунтуючись на традиційній термінології.

приєднувалися до давніх платформ, збільшуючи цим площу континентів. Одне з актуальних питань – на якій корі ці прогини закладались. Згідно з панівним сьогодні поглядом, ці прогини відповідають зонам зчленування континентальних та океанічних плит і закладені на корі океанічного типу. Еволюцію цих прогинів вважають відображенням процесу переходу океанічної кори в континентальну. Відповідно, у складчастих поясах виділяють імовірні релікти океанічної кори та новоутворені комплекси, пов'язані з життєдіяльністю геосинклінальних прогинів.

Імовірні представники палеоокеанічних магматичних асоціацій на континентах. На підставі прикладів сучасної магматичної діяльності в океанах геологи намагаються знайти релікти океанічних структур серед давніших утворень. Незаперечними представниками палеоокеанічної кори вважають *офіолітові асоціації*, які в типових випадках є стратифікованими комплексами, що складаються з трьох шарів. Нижній шар створений потужною товщею серпентинізованих і тектонізованих ультраосновних порід – переважно гарцбургітів і дунітів, з якими асоціюють жильні тіла піроксенітів та олівінітів. Другий шар складений комплексом, у якому простежується закономірне перешаровування ультраосновних порід (головно тих же гарцбургітів) та габроїдів. Цей шар насичений дайками габро, які утворюють так званий комплекс паралельних дайок. Третій шар сформували толеїтові базальти з кулястою окремістю, що свідчить про їхнє утворення у водних умовах.

Щодо механізму утворення офіолітових асоціацій є три погляди. Згідно з *першим поглядом* офіоліти – це типові представники океанічної кори. Відповідно, такі асоціації повинні виникати в серединно-океанічних хребтах під час їхнього розтягнення. У міру розходження океанічних плит офіолітова асоціація повинна б охоплювати більші площі, утворюючи, таким способом, океанічну кору в межах усього океану. Іншими словами, офіолітові асоціації вважають палеоаналогами толеїтових серединно-океанічних асоціацій. Відповідно до *другого погляду* ультраосновні породи офіолітових асоціацій досить суттєво відрізняються від ультраосновних порід, пов'язаних з СОХ, як за петрохімічними, так і за геохімічними особливостями (не вдаючись у деталі, зазначимо, що 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 складають пояси безпосередньо на окраїнах континентів. Тому, на думку деяких дослідників, такі асоціації не є реліктами власне океанічної земної кори, а виникли в ході її перетворення на континентальну і пов'язаного з цим утворення острівних дуг, для яких офіолітові асоціації слугували фундаментом. Вірогідно, що офіолітові пояси

маркували деструктивні межі літосферних плит, через що вони підлягали активним тектонічним деформаціям та переміщенням. Унаслідок цього ультраосновні породи, як звичайно, не зберегли первинних магматичних контактів; вони інтенсивно серпентинізовані, часто переміщені по тектонічних насувах і залягають у вигляді тектонічних пластин (які назвали масивами альпінотипних гіпербазитів) серед осадових порід різного, нерідко пізнішого віку (цьому сприяє висока пластичність порід з великим вмістом серпентину) без видимого зв'язку з тілами габроїдів і базальтів. Тому кожного разу, коли трапляється масив альпінотипних гіпербазитів, виникають дискусії на тему: чи його залягання є первинним чи вторинним і яким був вік утворення гіпербазитів. Питання ускладнене тим, що гіпербазитові тіла взагалі дуже зрідка супроводжуються приконтактовими змінами у вміщенх породах, через що відсутність таких змін на контактах не може бути доказом вторинного (тектонічного), а не первинного (інтрузивного) характеру залягання масиву. Нарешті, є ще *третій погляд*, згідно з яким геосинклінальні прогини могли бути закладені в місцях розриву докембрійської континентальної кори (що підтверджують знахідки ранньодокембрійських утворень серед найдавніших комплексів низки складчастих поясів) і офіолітові асоціації маркують місця, де континентальна кора повністю розірвана.

Найліпше вивченим щодо офіолітових асоціацій є Урал. *Масиви альпінотипних гіпербазитів* утворюють тут пояс, який простежується в меридіональному напрямі на відстань близько 2 500 км. Форма масивів лінзо- чи плаstopодібна, часто в складі одного і того ж масиву виділяють серію тектонічних пластин. Потужність окремих тіл – 5–6 км, як звичайно, вони мають смугасту будову, зумовлену перешаровуванням смуг дунітів та гарцбургітів потужністю до 1–2 м інколи – лерцолітів. Кількість лерцолітів може бути змінна, в окремих масивах вона співрозмірна з кількістю гарцбургітів, проте в цілому лерцоліти для цієї асоціації не характерні¹⁷. Нерідко перешаровування ритмічне, та склад мінералів однаковий у всіх членах ритмів і, як доведено останніми дослідженнями, смугаста будова таких тіл зумовлена не магматичними, а тектонічними процесами¹⁸. Дослідження мікроструктур засвідчило, що породи, як звичайно, зберігають ознаки інтенсивних тектонічних деформацій, які почалися ще під час укорінення масивів до їхнього остаточного застигання. В складі цих масивів, крім смугастих серій, виділяють ще тіла дунітів неправильної та штокоподібної форми, з якими часто пов'язані родовища хроміту. Розміри масивів у цілому можуть становити тисячі квадратних кілометрів, а діаметр дунітових тіл – сотні метрів. Хоча всі ці масиви розташовані в межах одного поясу, їхній вік коливається від

¹⁷ Виняток становлять масиви Північної Африки, які належать до західної частини альпійського Середземноморсько-Гімалайського поясу; у них лерцоліти переважають над гарцбургітами.

¹⁸ У випадку первинномагматичного походження перешаровувань склад мінералів повинен змінюватись у різних членах ритмів і в цілому знизу доверху по розрізу масиву

рифейського до карбонового. Найпоширеніші масиви девонського віку. Сучасні методи ізотопних досліджень дають змогу розрізняти вік укорінення магматичної речовини у вміщені породи земної кори та вік відокремлення цієї речовини на глибині від мантиї. Отже, незважаючи на різний час вкорінення, вік відокремлення гіпербазитового матеріалу від мантиї в Уральському та інших поясах оцінюють у 1 500 – 3 000 млн. років.

Верхні частини альпінотипних гіпербазитових масивів звичайно складені дунітами, які вище за розрізом поступово перешаровуються з габроїдами (габро, олівіновими габро, троктолітами, анортозитами, роговообманковими габро, ферогабро, рідше норитами та габроноритами). У деякій кількості тут можуть бути верліти та клінопіроксеніти, а загалом різко переважають клінопіроксенвмісні породи, у яких доверху за розрізом поступово збільшується кількість плагіоклазу. Відповідно, ультраосновні породи поступово зникають з розрізу, а габроїди стають більш лейкократовими та одноріднішими. Габроїдна складова офіолітової асоціації, або *габроїдний комплекс* також має шарувату будову, потужність шарів може досягати перших сотень метрів, зміна порід часто ритмічна чи циклічна. Загальна потужність габроїдного комплексу – 3–5 км. Співвідношення його із гіпербазитовими масивами, що залягають нижче, можуть бути різні – від поступових переходів до різко незгідних активних контактів. Багато в чому габроїдний комплекс є незрозумілим явищем – його шаруватість має одночасно риси як тектонічного, так і первинно магматичного походження (що, зокрема, визначають за мінливістю складу породоутворювальних мінералів).

Дуніти, які переважають у нижній частині комплексу, в одних випадках тісно пов'язані з альпінотипними масивами, що залягають нижче, а в інших разом із габроїдами мають незгідні співвідношення з цими ж масивами¹⁹. 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 з різким переважанням долеритів та діабазів. Потужність дайок сягає 5 м, вони звичайно орієнтовані субпаралельно і часто вкорінені послідовно вздовж контактів дайок попередніх генерацій. У цьому разі в дайках виникають зони загартовування лише з одного боку (протилежного до дайки попередньої генерації), що трактують як один із найпереконливіших доказів послідовного розтягнення земної кори²⁰. Співвідношення дайкового комплексу з габроїдним суперечні – в одних випадках габро

¹⁹ Прихильники плитної тектоніки нерідко зачисляють до габроїдної складової офіолітових асоціацій великі масиви габро лише за їхніми розмірами без додаткової аргументації. Тому назвемо головні ознаки таких комплексів: обов'язкова розшарованість, наявність дунітів, незначна кількість ортопіроксенвмісних порід

²⁰ 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 підстави деяким дослідникам трактувати дайковий комплекс як окремий третій шар офіолітової асоціації.

деформовані до утворення дайок, в інших, навпаки, вони зрізають нижні частини дайок, а ксеноліти жильних порід містяться в плагіогранітах, що супроводжують габро. Комплекс дайок перекритий вище *комплексом ефузивів*. Часто вдається спостерігати поступові переходи від жильних порід до вулканічних, тобто дайки слугували підвідними каналами для виливання магматичного розплаву на поверхню. Вулканіти, як звичайно, мають кулясту окремість, що свідчить про їхнє виливання у підводних умовах. Склад їх коливається від пікритів до ріолітів з кількісним переважанням толейтових базальтів; лужних та сублужних вулканітів тут нема²¹. Потужність товщ досягає перших кілометрів, окремих шарів вулканітів – 15–20 м. Вулканіти перекриті осадовими товщами, часто з залишками радіолярій, що свідчить про глибоководні умови їхнього утворення. Нерідко простежується перешаровування вулканітів та осадових порід, однак такі вулканогенно-осадові товщі до складу офіолітових асоціацій уже не належать.

Отже, стосовно загальної характеристики офіолітових асоціацій, зазначимо, що описана послідовність безпосередньо в розрізах трапляється зрідка і є, значно ідеалізована. В переважній більшості випадків межі між різними комплексами тектонічні і їхні стратиграфічні співвідношення не визначені. Далеко не завжди подібні до розглянутих вище ультраосновні та основні плутонічні тіла супроводжуються ефузивними товщами. З іншого боку, такі ефузивні товщі часто залягають у низах розрізів складчастих зон (геосинкліналей) і не супроводжуються відповідними плутонічними комплексами. В таких випадках не зрозуміло за яких умов виникли ефузиви і чи можна їх зачислювати до офіолітових асоціацій. На підставі того, що офіолітові асоціації є залишками океанічної кори, треба вважати, що їхній найнижчий дуніт-гарцбургітовий комплекс не повинен мати фундаменту і продовжується на невідому глибину. Однак у тих рідкісних випадках, коли залягання офіолітової асоціації вважають первинним, під гіпербазитами знаходять габроїди. Тому зазначимо, що в проблемі офіолітових асоціацій є низка нез'ясованих питань. Одне з них – коли в історії Землі з'явилися перші офіолітові асоціації? Дехто з дослідників пропонував трактувати зеленокам'яні комплекси як докембрійські аналоги офіолітових асоціацій, однак відмінності між ними дуже чіткі – повна відсутність порід з ортопіроксеном та шаруватих гіпербазит-габроїдних плутонічних комплексів; і навпаки, наявність середніх та кислих ефузивів відрізняють зеленокам'яні комплекси від офіолітових асоціацій.

Магматичні асоціації геосинклінальних прогинів. За класичною схемою формування складчастих поясів відбувається в два етапи – геосинклінальний та орогенний, кожний з

²¹ Унаслідок швидкого застигання в вулканітах, особливо пікритах, часто трапляються скелетні кристали олівіну та клінопіроксену, подібні до тих, які утворюють структуру спініфекс в архейських коматітах. Верхньокрейдяні ефузиви острова Горгона у Середземному морі з такою структурою описані в літературі як наймолодші в геологічній історії коматіти.

яких поділяють на ранній та пізній підетапи (цикли, стадії). Під орогенним етапом розуміють процеси гороутворення, які розпочинаються після прогинання та осадо накопичення геосинклінального етапу. На всіх стадіях ці процеси супроводжуються активними магматичними проявами. Характер таких проявів на ранньо-, пізньогеосинклінальній та ранньорогенній стадіях досить подібний, що дає змогу розглядати їх у складі однієї асоціації, характерної для складчастих поясів. Магматичні утворення пізньорогенної стадії за складом суттєво відрізняються від попередніх; їхнє формування супроводжувалося структурною перебудовою – закладенням нової системи розломів, виникненням склепінно-брилових піднять та утворенням між ними прогинів, виповнених відкладами так званої верхньої моласи – грубоуламковими вулканогенними, вулканогенно-теригенними породами, які накопичувалися біля підніжжя вулканічних гірських хребтів у наземних умовах. Хоча ці утворення в традиційних схемах об'єднують в один тектонічний етап із ранньорогенними, та на наш погляд, правильніше буде зачислити їх до самостійної магматичної асоціації, яку розглянемо окремо.

Магматичні утворення у всіх геосинклінальних прогинах, починаючи з рифейських і закінчуючи наймолодшими були приблизно однаковими. Вони формувались у три магматичні цикли, що відповідають ранньогеосинклінальному, пізньогеосинклінальному та ранньорогенному підетапам. Під час *першого циклу* утворювались вулканічні товщі та комагматичні їм плутонічні тіла, склад яких послідовно змінювався від базальтів та габро до плагіоріолітів та плагіогранітів. Упродовж *другого циклу* виникали магматичні утворення, склад яких змінювався від базальтів та габро до ріолітів та гранітів. Під час *третього циклу* (ранньорогенного підетапу) формувався такий самий набір порід, проте кількісні співвідношення були зміщені в бік більшого поширення кислих відмін. Оскільки самі геосинклінальні прогини мали лінійну, видовжену форму, то й поширення магматичних порід було поясовим. Довжина таких поясів становить сотні кілометрів. Для магматичних асоціацій геосинклінальних прогинів характерні такі особливості.

По-перше, тут широко розвинуті основні, середні та кислі породи нормальної лужності. Лужних порід взагалі нема, а сублужні трапляються зрідка.

По-друге, базальтові виливи та габроїдні масиви диференційовані дуже слабко, тому ультраосновні породи серед них рідкісні. Провідний мінеральний парагенезис – плагіоклаз + моноклінний піроксен ± олівін. Самостійні ультраосновні масиви в геосинклінальних умовах виникають зрідка, проте вони специфічні, тому їх треба розглянути детальніше. Ультраосновні тіла мають невеликі розміри і часто взагалі пропускаються, чи об'єднані в одні комплекси або з габроїдами, або з гіпербазитами офіолітових асоціацій, виділяючи геосинклінальні комплекси. Однак це самостійні утворення, головною ознакою яких є

провідний мінеральний парагенезис олівін + моноклінний піроксен, на відміну від офіолітових асоціацій, де переважають гіпербазити двопіроксенового складу. Звичайно це порівняно невеликі пласто-, дайко- чи штокоподібні тіла пікритів або верлітів + клінопіроксенітів. Незважаючи на це у 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 у субмеридіональному напрямі паралельно до всіх інших структур Уралу. Розміри масивів становлять десятки кілометрів по довжині з шириною 10–15 км. Масиви мають концентрично-зональну будову – у центрі є дунітове ядро, навколо якого послідовно розташовані зони верлітів, клінопіроксенітів, роговообманкових клінопіроксенітів та горнблендитів. Зовнішні зони масивів складені габроїдами. Ці масиви виділяють у самостійну дуніт-піроксеніт-габрову формацію (асоціацію чи комплекс). З їхньою дунітовою складовою часто пов'язана платинова мінералізація.

По-третє, вулканічні виливи починаються в підводних, а закінчуються в наземних умовах. Водночас зростає ступінь їхньої експлозивності, тобто з часом збільшується відносна кількість туфів та інших пірокластичних утворень.

По-четверте, незалежно від віку магматичні породи ранньогеосинклінальних підетапів завжди більш чи менш інтенсивно змінені. Зокрема, тут розширені так звані спіліти – базальти, у яких плагіоклаз складений альбітом. Цей феномен завжди привертав увагу дослідників, однак його чіткого пояснення і досі не отримав. Усі погоджуються з тим, що альбіт є вторинним, тобто він замістив первинний плагіоклаз більш основного складу. Раніше це пояснювали тим, що такі базальти виникають у підводних умовах і з плагіоклазу виноситься кальцій під дією морської води. Проте з розвитком досліджень магматизму в океанах стало зрозуміло, що тут є величезні кількості базальтів, у яких плагіоклаз не змінений.

По-п'яте найхарактерніша риса магматичних процесів у геосинклінальних умовах та, що основні та кислі породи практично одного і того ж 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 декількох петрографічних груп, які мають між собою тісний просторовий та віковий зв'язок. Довгі серії поділяють на неперервні та контрастні.

Неперервні серії – це породи різних петрографічних груп, склад яких змінюється послідовно (наприклад, базальти, андезити, ріоліти). У цьому разі виникають усі проміжні

петрографічні відміни. Залежно від того, належать такі утворення до натрієвої (ранньогeosинклінальний підетап) чи калієвої (пізньогeosинклінальний підетап) ліній, тут виникають габро–діорит–тоналіт–плагіогранітові або габро–діорит–гранодіорит–гранітові масиви. Будова таких тіл часто зональна – 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 і теоретичних проблем тут не виникає.

Контрастні серії об'єднують породи основного та кислого складу майже зовсім без проміжних різновидів середнього складу. Виділяють базальт-ріолітові товщі, габро-плагіогранітові та габро-гранітові масиви. За особливостями складу породи цих серій нічим не відрізняються від таких же порід довгих неперервних та коротких серій. Контрастні серії трапляються настільки часто, що для них не може йтися про випадкове просторове суміщення різних генетично утворень, однак пояснити їхній парагенезис досить важко. Той факт, що проміжних відмін нема, не дає змоги вважати їх диференціатами однієї порції розплаву. Ю.А.Кузнєцов запропонував гіпотезу вертикальної міграції магматичних вогнищ у надрах Землі. Припускають, що такі вогнища послідовно зароджуються на різних рівнях у ході одного тектономагматичного процесу і дають магматичні розплави різного вихідного складу. Таке пояснення можна заперечити, проте *контрастні серії все ж є характерною ознакою складчастих поясів* (гeosинклінальних прогинів) і за їхніми межами трапляються зрідка.

2.2.3. Магматичні асоціації чохла платформ

Трапові асоціації. Назва “трапи” походить від німецького слова *treppe*, що означає сходи (звідси, зокрема – трап літака чи корабля). Цим терміном означають потужні виливи ефузивів основного складу, які утворювались під час формування чохла як давніх (Східносибірська, Північно- та Південно-Американська, Африканська), так і молодих платформ, фундаментом яких слугували 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 окремоті нагадують велетенські сходи. В інших випадках прояви окремоті в базальтах формують вертикальні шестикутні стовпи. На узбережжі Північної Ірландії поблизу м. Антрим такі стовпи під дією морських хвиль зрізані на рівні прибою й утворили так звану “бруківку велетнів” (*gigants' causeway*). Сумарна потужність трапових виливів в Індії досягає 3 км, у Канаді перевищує 4 км, у Бразилії становить 600 м. На річці Ігуану

поблизу її впадіння до р. Парани (Бразилія) відомий один з найбільших у світі водоспадів завширшки 600 м, який складається з серії каскадів, утворених трапами. Загальна площа трапової асоціації в Індії становить близько 500 тис., у Бразилії більше 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, однак найбільших масштабів виливи досягали в тріасовому–юрському віці та наприкінці крейди–початку палеогену.

Як звичайно, такі значні об'єми магматичного матеріалу просторово пов'язані з великими прогинами чохла платформ. Припускають, що ці прогини були компенсаційними, тобто в міру того, як із глибини піднімались розплави, там виникав дефіцит мас, що зумовлювало осідання шарів осадових порід чохла. Виливи були тріщинними, ознак активного механічного тиску з боку розплавів не простежується. Трапові асоціації охоплюють ефузивні, інтрузивні та вулканогенно-уламкові, тобто пірокластичні, похідні базальтових розплавів толеїтової серії (поняття толеїтових базальтів увів В.Кеннеді 1933 р. саме на прикладі трапової асоціації). Провідний мінеральний парагенезис у них – лабрадор та моноклінний піроксен, у деякій кількості може бути олівін. З петрологічного погляду трапові асоціації цікаві тим, що вони відображають, 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 і за валовим складом відповідають діоритам. У трапах плато Декан (Індія) підвищена лужність призвела до появи низки 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 тут трапляються приблизно в однаковій кількості. Однак наявність порід середнього складу для асоціацій цього типу не характерна, і вчених завжди дивувала поява кислих ефузивів – ріолітів без проміжних відмін, які б зв'язували їх із базальтами. Дослідження співвідношень ізотопів стронцію привели до висновку, що ріоліти виникли внаслідок 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, сіли, інтрузивні тіла коритоподібної форми, складені долеритами. У цьому разі в просторовому поширенні тіл різної фаціальної належності може простежуватись певна зональність. Наприклад, за даними Ю.А.Кузнецова в центральних частинах прогинів чохла

Східносибірської платформи поширені лави, навколо яких розташовані туфи. Інрузивні тіла вкорінені переважно по периферії прогинів, причому платостоподібні утворюють внутрішній, а дайки – зовнішній пояс. Нерідко в інрузивних тілах простежується псевдостратифікація, ступінь прояву якої тісно пов'язаний з мінеральним складом долеритів, утворених з плагіоклазу та моноклінного піроксену. Як звичайно долерити не розшаровані; з появою олівіну в них з'являються ознаки диференціації, а коли до олівіну додається ромбічний піроксен, то тіла набувають чіткої псевдостратифікації. Кількість ромбічного піроксену головно не перевищує 5%, однак цього виявляється достатньо для порушення гомогенності розплаву, що застигає. В невеликій кількості серед трапових асоціацій фіксують масиви, складені долеритами підвищеної лужності, в яких може бути фельдшпатоїд – анальцим. Такі тіла, як звичайно, просторово пов'язані з локальними підняттями платформного чохла на фоні великого прогину. Вважають, що до таких піднять тяжіли потоки легких компонентів, у тому числі лугів, які збагачували магматичні розплави. З траповими асоціаціями пов'язані також великі сульфідні мідно-нікелеві родовища з платиною; руди у вигляді розсіяної вкрапленості та жил розташовані в нижніх частинах розшарованих масивів. З пікритобазальтами бувають пов'язані руди самородного заліза та міді; в контактах інрузій може утворюватись свинцево-цинкова або залізна мінералізація. Унаслідок перекристалізації вугілля на контактах із траповими тілами можуть виникати родовища графіту.

З утворенням трапових асоціацій пов'язані дві невирішені проблеми. Перша така: не зрозуміло, чому ці асоціації взагалі виникають. Здавалося б, що платформи – це стабільні структури, для яких повинен був усталитися амагматичний режим. Однак поява трапових асоціацій на всіх платформах доводить, що це закономірний етап у їхньому розвитку. До того ж 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 угору. Спочатку такий діапір спричинював підняття поверхні платформи, унаслідок чого морські умови змінювались континентальними, а потім, коли діапір досягав поверхні і “пухир” лопає, починалося осідання. Сам механізм виглядає вірогідно, та причини його виникнення не з'ясовані.

Друга проблема виникає в разі зіставлення трапів Північної та Південної півкуль Землі. Виявляється, що, незважаючи на петрографічну подібність, вони відрізняються низкою петрохімічних особливостей і напрямом диференціації у часі. Трапи Південної півкулі, на відміну від трапів північних платформ, збагачені кремнеземом і, відповідно, збіднені титаном та залізом. Це можна було б пояснити різницею складу вихідної мантийної

речовини в різних півкулях. Проте, крім цього, доведено, що під час еволюції трапового магматизму в Північній півкулі відбувалося відносно збагачення магнієм (порівняно з залізом, титаном та лугами), тоді як у Південній, навпаки – збагачення лугами, залізом та титаном (порівняно з магнієм). Ці особливості не можна пояснити лише різницею у вихідному складі мантії; вони свідчать про якісь відмінності у ході самих магматичних процесів, однак у чому ці відмінності полягали, не відомо. Можливо, це якось пов'язано з різницею в тектонічному положенні трапових асоціацій. У Південній півкулі вони локалізовані переважно в крайових частинах континентів. Наприклад, у Південній Америці велика трапова провінція відома в Бразилії вздовж узбережжя Атлантичного океану. Інша така провінція є на протилежному березі океану на західному узбережжі Африки (так звані гори Дракона). Обидві провінції мають ранньомезозойський вік; припускають, що їхнє виникнення пов'язане з процесами розколу колись єдиного континенту Гондвани: в ранньому мезозої цей суперконтинент розколовся на Південно-Американський та Африканський континенти. Подальші розколи на рубежі крейди та палеогену привели до відокремлення Антарктиди й Індостанського півострова. Відповідно, на протилежних берегах цих структур також виникли пари трапових асоціацій. Перша така пара утворилася в східній частині Африки поблизу (басейн р. Лімпопо, Ефіопія, Лесото) і на узбережжі Антарктиди (трапова асоціація тут утворює пояс довжиною не менше 1600 км), а друга – в східній частині Аравійського та західній Індостанського півостровів. У Північній півкулі трапи виникали переважно у внутрішніх частинах континентів. На думку Х.Раста (1982), виникнення трапів тут відображає розтягнення континентів, яке не дійшло до стадії їхнього розриву.

2.2.4. Магматичні асоціації внутрішньоконтинентальних зон стиснення та розтягнення

Прикладами магматичних асоціацій, що виникають у сучасних зонах стиснення та розтягання, є розглянуті вище утворення, відповідно, островних дуг і активних окраїн континентів та серединно-океанічних хребтів. У межах континентів умови стиснення та розтягання на великих площах поставали переважно після закінчення формування складчастих поясів, тому такі асоціації доцільно виділити в окрему групу.

Магматичні асоціації зон стиснення. Умови стиснення на великих площах у межах континентів виникали принаймні в трьох випадках: 1) після закінчення формувань окремих великих частин фундаменту давні платформи (геоблоки) притискалися одна до другої, утворюючи єдине ціле – фундамент платформи; 2) після закінчення формування геосинклінальних прогинів відбувається зміна переважно вертикальних тектонічних рухів на

переважно горизонтальні²³, внаслідок чого складчастий пояс притискається, приєднується до давніших платформно-континентальних споруд; 3) на межі двох континентів, якщо вони стискаються між собою, утворюючи новий суперконтинент. У зонах зчленування тих структур звичайно формуються вулканоплутонічні пояси, які фактично з'єднують їх між собою. Характер магматичних утворень у всіх цих випадках досить подібний; як звичайно, тут важливу роль відіграють породи середнього складу часто підвищеної лужності. Асоціації, які виникають під час формування фундаменту давніх платформ, розглянуті вище (асоціації I-типу).

Магматичні асоціації, пов'язані із закінченням формування складчастих поясів.

Як зазначено вище після того, як утворення складок у геосинклінальних прогинах завершилося і вони перетворилися їх на складчасті пояси, ці пояси притискалися до давніших стабільних структур. У традиційних схемах такі процеси названо пізньоорогенною стадією орогенного етапу (тобто тектонічно вони об'єднані з попереднім тектонічним режимом), однак різка зміна характеру магматичних утворень, пов'язаних з цією стадією, дає змогу виділити їх в окрему магматичну асоціацію, яка виникає за умов латерального стиснення. Такі процеси широко розвивалися наприкінці каледонського, герцинського та мезозойського етапів утворення складчастих поясів, тобто із середнього палеозою до пізнього мезозою включно.

У каледонську епоху в девоні вздовж південної межі Євразійського палеоконтиненту з океаном Палеотетису виникла система складчастих поясів, яка простягалася від Південної Монголії до Британських островів. Тут утворилася низка ареалів магматичної діяльності, де спочатку формувалися ефузиви базальт-андезит-ріолітового складу, які пізніше були замінені ріоліт-трахіріолітовими виливами. Склад вулканітів змінювався не тільки з віком, а й латерально і – у північному напрямі, тобто вглиб палеоконтиненту зростала лужність ефузивів. Кількісно серед них переважали піроксенові та роговообманкові андезити, трахіандезити, ріодацити.

Під час завершення *герцинської епохи* в пізньому палеозої подібний вулканізм уздовж південної межі Євразійського палеоконтиненту виявився у ще більших масштабах. Унаслідок цього виник вулканоплутонічний суперпояс, який складається з серії просторово відокремлених поясів і в цілому простягається на відстань понад 12 000 км від Південної Монголії через Тянь-Шань, Центральний та Південний Казахстан до Центральної Європи (тут вулканічні процеси найінтенсивніше виявилися на території Німеччини – у Саксонії,

²³ На кожному тектонічному етапі діють одночасно горизонтальний та вертикальний вектори тектонічних напружень, тому можна говорити лише про перевагу того чи іншого вектора

Гарці, на Північнонімецькій низовині). За складом вулканіти приблизно однакові у всіх ланках цього суперпоясу і 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. Як і в каледонських вулканітах, у герцинську епоху простежується 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 поширені масиви гранітів карбонового та крейдяного віку).

З завершенням *мезозойської епохи* утворення складчастих поясів було пов'язане виникнення потужних вулканічних (вулканоплутонічних) поясів уздовж східної межі Євразійського континенту з Тихим океаном. Зокрема, тут виник Охотсько-Чукотський пояс, який простягається на відстань 3 000 км від Чукотського півострова на півночі, до Удської губи на півдні. За даними [17] його сумарна площа становить 500 000 км², а загальний об'єм вулканічного матеріалу перевищує 1 млн. км³. На півдні від нього вздовж узбережжя Японського моря є подібний Східно-Сіхоте-Алінський пояс. В обох випадках головний об'єм асоціацій утворюють вулканіти середнього та кислого складу – андезити роговообманкові та двопіроксенові, дацити та ріоліти. Вразі глибшої диференціації вихідних розплавів з'являються андезитобазальти. В невеликій кількості наявні основні та середні вулканіти сублужного ряду, які утворюють шошоніт-латитові серії, подібні до описаних для островодужних умов. Значно поширені продукти експлозивної діяльності – туфи та ігнімбрити. Вулканіти є в супроводі інтрузивних тіл, серед яких переважають багатофазні діорит (монцоніт)-гранодіоритові (кварц-сієнітові) масиви розміром до декількох тисяч кілометрів квадратних, складені серією порід від габро та габро-діоритів через діорити та монцоніти до гранодіоритів та кварцових сієнітів. Для тих масивів дуже характерна велика кількість різновидів, зумовлена постійними коливаннями кількості лугів, унаслідок чого виникла ціла гама порід нормального та сублужного ряду, пов'язаних між собою поступовими переходами. Магматичні процеси закінчувалися утворенням масивів гранітів, лейкогранітів та аляскітів порівняно невеликих розмірів. Усі ці асоціації можна зачислити до розглянутого вище I-типу.

Геологічні умови завершення формування складчастих поясів та пов'язані з цим магматичні асоціації дуже подібні до умов та магматичних утворень активних окраїн континентів “андійського типу”, про що зазначають усі дослідники. Як засвідчують наявні геологічні дані, різниця полягає в тому, що у першому випадку виникненню асоціацій I-типу безпосередньо передувало утворення нової континентальної кори (складчасті пояси), а в

другому асоціації такого ж типу утворювались на давнішій, уже сформованій континентальній корі.

Магматичні асоціації, які виникають у разі стиснення (колізії) континентальних структур. Найтипівішим прикладом зон зіткнення і колізії континентів вважається Альпійсько-Гімалайський пояс, який простягається від Атлантичного океану через Середземне море, Туреччину, Кавказ, Іран до Гімалаїв і Тихого океану та відповідає в західній частині межі Євразійського й Африканського континентів, а в східній – Євразійського континенту (точніше, Сибірської та Китайської платформ, які на той час утворювали один континент зі Східноєвропейською платформою) з Аравійською й Індійською плитами (які є реліктами Індо-Австралійського континенту і внаслідок процесів колізії також увійшли до складу Євразійського суперконтиненту). У межах Альпійсько-Гімалайського тектонічного поясу відома серія вулканічних поясів довжиною 200–300 км. Кожний з них формувався незалежно від інших, проте склад магматичних продуктів у всіх випадках приблизно однаковий – спочатку утворювались андезит–дацит–ріолітові вулканічні серії, які могла супроводжувати невелика кількість базальтів, а пізніше шошоніт–латитові, серії, що інколи завершувались ріолітами.

Вулканічні процеси в різних ділянках Альпійсько-Гімалайського поясу почалися приблизно 10,5 млн. років тому і подекуди тривають досі (острови Ліпарі, Вулкано, Стромболі в Середземному морі поблизу Італії). Одна з найнищівніших природних катастроф в історії людства – вибух вулкана Санторін в Егейському морі приблизно 3500 років тому²⁴. Цей вибух, як і інші прояви вулканізму в даному регіоні, був пов'язаний саме з описуваним тектонічним етапом. Цікавою особливістю Гімалайської ланки Альпійсько-Гімалайського поясу є розвиток, що відбувся майже одночасно із процесами колізії, масивів двослюдяних, рідше біотитових гранітів S-типу з гранатом, турмаліном, апатитом, а також

²⁴ Унаслідок вибуху виникла кальдера діаметром 11 км та глибиною 300 м нижче від рівня моря. Попіл утворив шар потужністю більше 30 м. На сусідньому острові за 20 км висота хвилі цунамі досягла 250 м, що з'ясовано за залишками пемзи в верхів'ях долин. Через півгодини вал цунамі досяг острова Крит і затопив його на висоту 30–35 м, а через 3 год. дійшов до Єгипту. Виверження вулкана Санторін було найграндіознішим за всю історію людства. В той час на острові Крит була одна з найрозвиненіших цивілізацій у Середземномор'ї, яка за іменем одного з царів – Міноса названа мінойською. Після вибуху ця цивілізація виявилась миттєво знищеною, і спогади про неї можна відшукати лише в давньогрецьких міфах (у Міноса був палац з великою кількістю ходів, коридорів, на підставі чого виникла легенда про лабіринт, у якому жило чудисько Мінотавр з тілом людини та головою бика). Тривалий час царя Міноса і його палац уважали лише легендарними, однак у XX ст. археологи знайшли й розкопали цей палац, і довели, що міфи ґрунтуються на реальних історичних подіях. Деякі дослідники переконані, що виверження вулкана Санторін є основою легенди про Атлантиду, записаної в Єгипті давньогрецьким мудрецем Солоном 590 р. до н.е. За цим записом Атлантида загинула 10 000 років тому, та з якоїсь причини всі наведені цифри (наприклад, розміри будинків) збільшені в 10 разів. Тому, вважають дослідники, загибель Атлантиди відбулася за 1000 років до Солона, що збігається з виверженням Санторіну. Слабкі виверження цього вулкана тривають і досі; останнє з них відбулося 1940 р.

супутніх їм мусковітових пегматитів. Ці масиви не мають генетичного зв'язку з вулканітами, однак вважають, що їхнє утворення пов'язане з тими ж процесами колізії.

Як свідчать геологічні та геофізичні дані, до умов міжконтинентальної колізії були принципово подібні умови, які усталилися в ранньому докембрії під час утворення вулканоплутонічних поясів І-типу на межах геоблоків (див. 2.2.1.). У даному випадку можна також припускати колізію континентальних структур, лише менших масштабів. У докембрійських асоціаціях, на відміну від молодих, кількісно переважають інтрузивні тіла, та цілком можливо, що це залежить від недостатньої глибини ерозійного зрізу молодих утворень Альпійсько-Гімалайського поясу. Цікаво, що докембрійські двослюдяні граніти Воронежсько-Українського геоблока, на відміну від інших гранітів S-типу, розвинуті лише в безпосередній близькості до поясів І-типу, і їх практично нема у його внутрішніх частинах. Як уже зазначено низка даних дає змогу припускати, що вони формувались за умов розтягання, які виникали в тилу зон колізії. Імовірно, що в подібних геологічних умовах виникли і двослюдяні граніти Гімалаїв.

Головні ознаки проявів магматизму в умовах зон латерального стиснення. В усіх зонах значно поширені вулканіти нормального та сублужного рядів, серед яких переважають андезити та дацити, що, за петрохімічними особливостями відповідають вапнисто-лужним серіям. У багатьох випадках наявні шошоніт-латитові серії, які петрохімічно відрізняються від вапнисто-лужних лише підвищеним значенням калію порівняно з натрієм. Серед плутонічних утворень найхарактерніші діорит-гранодіоритові або ж монцоніт-кварц-сієнітові масиви, які практично не трапляються в інших континентальних умовах. За всіма цими ознаками асоціації континентальних зон стиснення дещо подібні до магматичних утворень так званих зрілих острівних дуг, які виникають у зонах переходу океан–континент, Однак відрізняються від них більшою кількістю кислих та сублужних відмін, а також деяких розсіяних елементів – стронцію, барію та ін. Порівняно з вулканітами геосинклінальних етапів у розглянутих вулканітах менше заліза, магнію, більша кількість лугів та глинозему [17].

Магматичні асоціації зон розтягнення. Умови розтягання в земній корі виникають у різних випадках. Якщо тектонічні напруження, пов'язані з розтяганням, достатньо інтенсивні, то утворюються рифтові структури. Рифти складаються з двох паралельних систем розломів, між якими розташовані западини (грабени) осідання. Довжина окремих рифтових структур коливається від сотень до 1 000 км з шириною від 20–30 до 200–400 км. Рифти можуть формуватися в океанах, на континентах та між їхніми “уламками”. Океанічні

рифти виникають в осьових частинах серединно-океанічних хребтів, найвідомішим прикладом континентальних рифтів є Східно-Африканська рифтова система, а прикладом рифтів **останнього** типу – Червоне море. Східно-Африканська система з'єднана з рифтом Червоного моря і разом з ним утворює суперсистему загальною довжиною близько 6 000 км. Рифти почали тут утворюватися приблизно 50 млн. років тому. Одним з давніх рифтів – Західноєвропейська рифтова система, яка простягається від Німеччини до Скандинавії; час її утворення припадає на кінець карбонового – початок пермського часу. Сучасною рифтовою системою, яка активно розвивається і сьогодні²⁵, є Байкало-Монгольська, з якою пов'язане формування найглибшого на Землі озера Байкал. Отже, вік утворення рифтових систем різний; 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; у межах континентів у зв'язку з рифтовими структурами виникли 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 дорівнює 7 млн. км². Ці виливи належать до так званої передрифтової стадії. Пізніше відбувається закладання розломів, що обмежують рифтову систему, і між цими розломами виникають депресії. Площа, зайнята вулканічною діяльністю, зменшується, ефузивний магматизм виявляється 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 формуються олівінові й безолівінові трахібазальти та в підпорядкованій кількості трахіти – ефузиви середнього складу лужного ряду. Майже у всіх рифтах, за рідкісними винятками, трахібазальти супроводжуються лужними ультраосновними вулканітами – ультраосновними фойдитами (нефелінітами, лейцититами), мелілітитами та лужними пікритами, а також лужними й сублужними кислими ефузивами – пантелеритами, комендитами, трахіріолітами. Характерна особливість лужного вулканізму – велика кількість газів, що спричинює численні вибухові явища, трубки і лійки вибуху, перевагу туфів над лавами. Простежується багаторазове повторення контрастних вулканічних серій, наприклад, нефелініт-трахітової

²⁵ Геофізичні дані, локалізація осередків землетрусів, спостереження над неотектонічними формами рельєфу свідчать, що тектонічна активність у межах Байкальської ланки цієї системи неухильно посувається в північно-східному напрямі вздовж простягання системи, охоплюючи нові райони. Порівняно недавній вік вулканічних проявів, пов'язаних з формуванням рифту, підтверджують невідомі раніше гейзери та виливи базальтів на куші, виявлені тут Ф.М.Ступаком.

або базальт-трахіріолітової. В наймолодшому Байкало-Монгольському рифті кислих вулканітів нема – можливо, що вони там ще не встигли утворитися.

Плутонічні породи рифтових асоціацій представлені переважно лужними відмінами середнього складу – лужними сієнітами, фельдшпатоїдними сієнітами (фойяїтами, маріуполітами), рідше трапляються лужні граніти та монцоніти. В Південній Африці поширені лужно-ультраосновні комплекси, у складі яких беруть участь олівініти, клінопіроксеніти, мельтейгіти, йюліти, уртити, нефелінові сієніти, а також карбонатити, які є тут і в ефузивній формі.

Цікава особливість деяких рифтових систем та, що в різних структурах одночасно могли утворюватись вулканіти калієвого та натрієвого ряду, відповідно, з лейцитом або нефеліном. Як особливість рифтового магматизму більшість дослідників називають вікове зміщення процесів у просторі тобто, їхню латеральну міграцію з часом²⁶.

З погляду механізму утворення рифтових систем найпоказовішою 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 розмір розсування становить 20–40 км і потужність земної кори зменшена в 1,5 раза порівняно з сусідніми територіями. Пізніше в центральній частині рифту виникає так звана осьова зона, з якою пов'язані додатні гравітаційні аномалії, що відповідають, швидше за все потужним магматичним тілам. У разі подальшого розтягання й розсування континентальної кори частини континенту розходяться і між ними починає формуватись нова океанічна кора. Осьова ж зона колишнього континентального рифту вже є океанічним рифтом (для цього випадку запропоновано термін “рифт у рифті”). Одночасно зі зменшенням потужності континентальної кори зменшується лужність вулканітів і на стадії, коли виникає океанічний рифт, починаються виливи типових океанічних толейтових базальтів, пізніших щодо всіх лужних та сублужних вулканітів континентальної стадії. Прикладом цього процесу є Червоне море, у південній частині якого вже відбувається формування океанічної кори, а в північній ще триває розтягання континентальної. Завдяки виливам базальтів підводний рифт перетворюється на серединно-океанічний хребет, і утворюється молодий океан. Такою структурою є Аденська затока, яка також зчленована з Африканським та Червономорським рифтами. Разом усі вони утворюють дуже характерне для рифтових систем потрійне зчленування.

²⁶ У міру накопичення радіологічних даних прикладів латеральної міграції магматичних процесів у часі стає щораз більше; можна припускати, що вікове зміщення є невід'ємною особливістю всіх магматичних процесів, які охоплювали великі площі

Часто у зонах стиснення на завершальних етапах виникають локальні умови розтягання, що в крайньому випадку може приводити до утворення невеликих рифтових структур. Це явище називають релаксацією; імовірно, воно пов'язане з тим, що попереднє стиснення було “надлишковим” і масам гірських порід, для того щоб набути стану гравітаційної рівноваги, необхідно вивільнитися. Якщо процеси релаксації поширилися незначно, то в осьових частинах зон стиснення виникають накладені депресії, виявляються сублужний базальтоїдний вулканізм і лужно-габроїдні інтрузії. Яскравим прикладом дії цього механізму може слугувати Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс, до осової частини якого приурочені дві накладені западини і в межах та поблизу якого досить широко виявлені магматити основного складу підвищеної лужності. З віддаленням від поясу ці магматити зникають. У випадку найінтенсивніших проявів релаксації виникають лужні асоціації; таким є вулкан Везувій у Середземноморській ланці Середземноморсько-Гімалайського поясу міжконтинентальної колізії. Тут виливалися лужні ультракалієві базальти, які виділяють в окрему Римську лужну вулканічну провінцію. В межах того ж поясу за подібних умов виникли лужні вулканіти в Анатолії (Туреччина).

У багатьох стабільних регіонах відомі масиви лужно-ультраосновного складу, пов'язані з розломами глибокого залягання. Можна досить упевнено припускати, що вони також формувалися в умовах розтягання, і рифтові системи тут не виникли тому, що такі розломи були не парними (для виникнення рифту потрібно дві субпаралельні системи розломів), а поодинокими. Прикладом асоціацій такого типу на Українському щиті є так званий чернігівський комплекс Західного Приазов'я.

Порівняння магматичних асоціацій, що виникають за умов розтягання, дає змогу розташувати їх у такий послідовний ряд: толеїтові асоціації серединно-океанічних хребтів–трапові асоціації–асоціації рифтових зон. Як зазначено в попередньому розділі, серед трапових асоціацій виділяють відміни з різним рівнем лужності. Найменш лужні серед них наближаються за властивостями до океанічних асоціацій, а найбільш лужні – до рифтових. Тому в деяких регіонах, наприклад, у Південно-Східній Африці та на заході Індії, де розвинуті як толеїтові, так і лужні базальти, прояви трапового і рифтового магматизму однозначно розрізнити не вдається.

2.2.5. Магматичні асоціації областей склепінно-брилової активізації (магматичні асоціації діва)

Крім асоціацій, виникнення яких було чітко пов'язане з розвитком тих чи інших 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. Здебільшого випадків виникнення магматичних утворень супроводжувалося утворенням склепінних піднять або, навпаки, закладанням системи грабенів. Ці процеси часто об'єднують терміном автономна активізація. В усіх цих випадках виникають вулканоплутонічні пояси, де кількісно переважають гранітоїди підвищеної лужності до власне лужних порід кислого складу. Характерною морфологічною особливістю асоціацій цього типу є широкий розвиток магматичних тіл, пов'язаних із розломами кільцевої або конічної форми. Як звичайно, у межах таких поясів усталюється послідовна зміна радіологічного віку в тому чи іншому напрямі, а сам процес утворення поясу в цілому охоплює досить тривалий проміжок часу. Структурне положення таких поясів виявляється незалежним від давніших тектонічних споруд, тобто такі пояси незгідно "накладені" на товщі, які їх уміщують. Найпоширенішим є припущення, що виникнення поясів автономної активізації було пов'язане з переміщенням континентальної літосферної плити над нерухомою "гарячою точкою" – місцем підймання інтенсивного теплового потоку з глибин мантиї. Такий потік повинен був проплавити літосферу і спричинити в ній періодичну появу магматичних розплавів. Послідовна зміна радіологічного віку магматичних проявів відображає напрям і швидкість руху плити щодо гарячої точки.

Характерним прикладом структур автономної активізації вважають субмеридіональний пояс так званих молодих гранітів північної частини Нігерії у Північно-Західній Африці. Цей пояс простягається на відстань близько 1200 км, вік гранітів у південному напрямі змінюється від середньопалеозойського до юрського, тоді як утворення, що їх уміщують, докембрійські. Припускають, що його виникнення 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 та Європейським континентами). Магматична діяльність у межах поясу почалася з вивержень ріолітів та комендитів (лужних кислих ефузивів) центрального типу пізніше змінилася виверженням уздовж кільцевих розломів, що виникали по периферії кальдероподібних тектонічних блоків, які в цьому разі осідали. Виверження ефузивів супроводжувалось утворенням інтрузій. На прикладі одного з масивів К.Джекобсон описав таку послідовність: конічні пластоподібні інтрузії і кільцеві дайки дрібнозернистих граніт-порфірів з арфведсонітом та фаялітом → біотитових флюоритвмісних лейкогранітів, які супроводжувалися грейзенами з топазом та каситеритом → рибекітових лейкогранітів → арфведсоніт-егіринових лейкогранітів → альбіт-рибекітових гранітів. Загальну кількість магматичних порід тут оцінюють площею 6 700 км²; серед них переважають біотитові лейкограніти (приблизно 55%), ріоліти становлять близько 20%, а рибекітові граніти – трохи більше 10%.

Іншим характерним прикладом є вулканоплутонічний пояс Уайт-Маунтінс у штаті Нью-Гемпшир (східна частина Північно-Американського континенту). Він простежується в північно-західному напрямі на відстань не менше 250 км і перетинає під кутом каледонські складчасті структури, що йогго вміщують. Вулканічна складова поясу представлена ріолітами, менше базальтами, андезитами і трахітами. Інтрузивні породи кількісно переважають над вулканічними. Серед них найпоширеніші граніти (78%) та сієніти (20%). Граніти головно біотитових, рідше рибекітових та гастингситових відмін. У незначній кількості трапляються габро, діорити, кварцові монзоніти. Пояс у цілому формувався в юрський та крейдяний час упродовж приблизно 100 млн. років (від 216 до 110 млн.), 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 усталилося послідовне зміщення в просторі віку магматичних процесів. За схемою **вчених**, найбільш ранні магматичні утворення виникли в центральній частині поясу, а до південно-східного та північно-західного напрямів вік їхній зменшується. Це дало змогу С.Тейлору висловити припущення, що під час утворення поясу Північно-Американський континент не переміщувався щодо гарячої точки.

Найпотужніші і, відповідно, найскладніші процеси, які можна зачислити до автономної активізації, виявились у палеозойській та мезозойській час у Східній Азії. Унаслідок цих процесів 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 і магматичних проявів. Різні частини цієї території належать до тектонічних структур різного віку – фундаменту докембрійських платформ, складчастих поясів каледонського та герцинського етапів, проте накладені на них магматичні процеси всюди мали однаковий характер і однакову послідовність. Віковий проміжок між процесами завершення формувань тектонічної будови того чи іншого регіону та початком нового магматичного етапу коливався від понад 1,5 млрд. років для докембрійських областей до практично нуля в мезозойських складчастих спорудах. В останньому випадку магмоутворювальні процеси більшість дослідників зачислює до орогенного етапу, однак розгляд усієї цієї території свідчить, що процеси магматизму тут підпорядковувались певним загальним закономірностям, які спонукають аналізувати її як цілісну суперструктуру.

Найбільш ранні магматичні утворення, які повсюди виявились на всій цій території незалежно від віку та характеру попередніх тектонічних структур, представлені масивами діоритів та гранодіоритів або монзонітів та сієнітів. Ці дві відміни відрізняються між собою лише незначними коливаннями кількості лугів і відповідно, кварцу й калієвого польового шпату і взаємозамінені в різних ділянках. У різних регіонах вони виділяються в самостійні

комплекси під місцевими назвами; вік масивів послідовно зменшується в східному напрямі від пізньопалеозойського до пізньомезозойського, однак у приміжових частинах таких регіонів геологічні спостереження завжди відображають одноетапність та “латеральну” взаємозамінність комплексів. Отже, вся територія від р. Лени до Південного Гобі і від Байкалу до Тихого океану – це 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 пов'язане з активізацією рухів по розломах різного напрямку та різного віку утворення і, відповідно, з активізацією різних тектонічних блоків (брил). Іншими словами, процеси активізації на першій стадії були бриловими.

На наступній стадії виникла низка субширотних плутонічних поясів довжиною близького 2000 км кожний, утворених масивами лужно-сієнітового, гранітового або лужно-гранітового складу і розділених між собою амагматичними областями такої ж поясової форми. Вкорінення цих масивів було тісно пов'язане з виникненням та зростанням склепінневих піднять лінійної форми (кожному такому підняттю відповідає ареал масивів тієї чи іншої з перелічених вище петрографічних груп). Вік утворення масивів кожної групи також послідовно зменшується в східному напрямі. В розташуванні плутонічних поясів різного складу простежується певна закономірність. Уздовж північної та південної меж ареалу розміщені два пояси (Байкало-Учурський та Південно-Гобійський), складені висококалієвими лужними сієнітами, яких нема у внутрішніх частинах ареалу. Ближче до осьової зони розташовані пояси гранітового, а ще ближче – лужно-гранітоїдного магматизму. За складом ці граніти досить подібні до нігерійських.

Пізніша – третя – стадія супроводжувалася руйнуванням склепінневих піднять, закладанням серій западин, заповнених теригенно-вугленосними або теригенно-вулканогенними відкладами. З проявами вулканізму пов'язані численні пояси дайок та малих інтрузій дуже строкатого складу, серед яких, однак, переважали породи середнього складу (діорит-порфірити, різні лампрофіри) та граніт-порфіри. Характерно, що розміри тіл поступово збільшуються до осьової частини ареалу, яка відповідає зоні так званого Монголо-Охотського розлому, і в її межах малі тіла замінюються на масиви досить значних розмірів. Вік утворення цієї групи також зменшується в східному напрямі. Різниця радіологічного віку в східній та західній частинах дає змогу визначити швидкість зміщення магматичних процесів у просторі: для всіх груп вона виявилася однаковою – приблизно 1 см/рік. У цілому ж магматичні процеси тут тривали не менше 200 млн. років, час утворення кожного окремо взятого масиву становив кілька десятків мільйонів років. У різних частинах ареалу

одночасно відбувалися різні процеси: тоді як у східній частині утворювалися діорит-гранодіоритові інтрузії першої стадії, у західній – уже тіла останньої стадії. Ці процеси можна наочно відобразити за допомогою моделі хвиль, що доганяють одна одну.

Під час розгляду умов прояву процесів активізації на цій території дослідники звичайно доходять висновку, що поява діорит-гранодіоритових масивів першої стадії була пов'язана з режимом стиснення, а масивів підвищеної лужності – з умовами розтягнення, тобто з рифтогенним режимом. Однак рифтогенний режим може стосуватися лише до окремих структур третьої стадії, у яких виникали лужні та сублужні базальтоїдні серії. Геодинамічні умови утворення склепінневих піднять другої стадії нез'ясовані, проте загалом процеси активізації на всій цій території були тісно пов'язані з комбінацією умов стиснення та розтягання. Розглянуті структури активізації, утім числі склепінневі підняття, западини між ними та різноманітні магматичні утворення відрізняються від усіх інших тектонічних структур низкою суттєвих особливостей. Зокрема, у всіх інших випадках геологічні процеси, як звичайно, починаються з накопичення стратифікованих (осадових чи вулканічних товщ), а інтрузивні утворення з'являються на кінцевих стадіях і не відіграють вирішальної ролі у виділенні тектонічних етапів та розділенні їх на стадії. В розглянутому випадку все навпаки: першими з'являються інтрузивні утворення, а стратифіковані виникають лише наприкінці процесу і не відіграють вирішальної ролі у виділенні стадій та тектонічних структур. З огляду на специфіку подібних областей активізації китайський учений Чень-Го-Да запропонував зачисляти їх до самостійного класу структур, які він назвав структурами дів'а (рис. 2.5.). Найімовірніше 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 порівняно 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 й активізацією магматичної діяльності в частинах плит, що прилягали до зони зчленування.

2.2.6. Магматичні асоціації нез'ясованих геодинамічних умов

Низку магматичних проявів у межах континентів поки що важко прив'язати до якихось певних геодинамічних ситуацій. Серед них розглянемо лише дві найспецифічніші – асоціації розшарованих масивів та лампроїт-кімберлітові.

Розшаровані або псевдостратифіковані масиви можуть складатися з основних та ультраосновних порід нормальної лужності, габроїдів та сіенітів або ж тільки сіенітів.

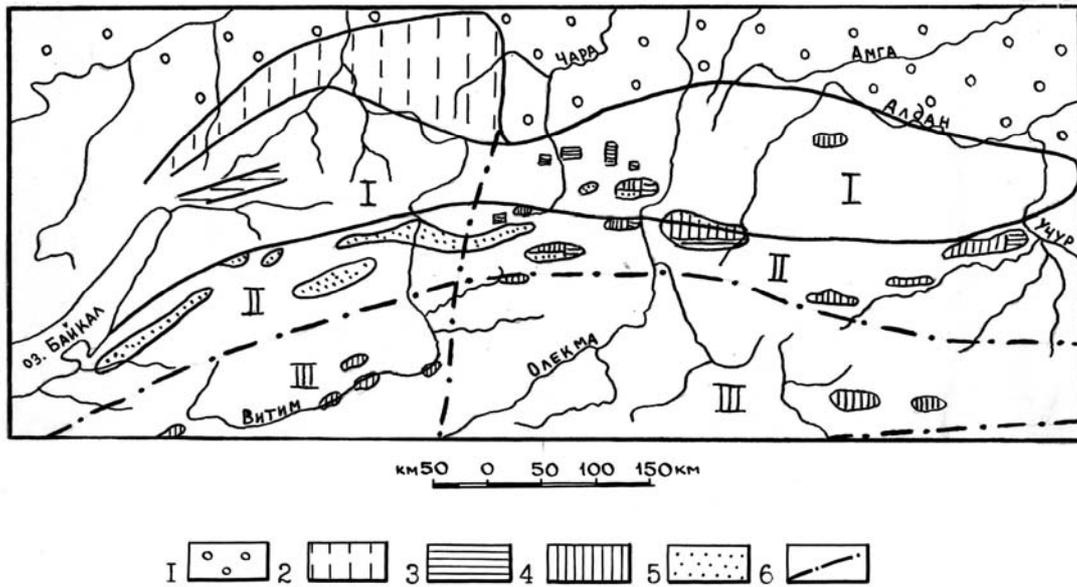


Рис. 2.5. Структури діва в південній частині Східного Сибіру:

1 – Области поширення чохла Східносибірської платформи, 2 – фундамент платформи, не захоплений процесами активізації, 3-5 – западини, виповнені пізньодокембрійськими – кембрійськими осадовими (3), мезозойськими осадовими та осадово-вулканогенними (4), четвертинними (5) відкладами, 6 – трансрегіональні розломи.

Структури діва: I – Байкало-Учурське склепінне підняття – область розвитку діорит-гранодіоритових та лужносієнітових масивів, II – Баргузино-Пристанова зона розвитку лише діорит-гранодіоритових масивів, III – Селенгіно-Станове склепінне підняття – область розвитку діорит-гранодіоритових та гранітових масивів

Найпоширеніші габроїдні і масиви нормальної лужності. Вони трапляються в різних тектонічних регіонах. Характерна їхня особливість – тонке закономірне, часто ритмічне перешаровування витриманих по простяганню прошарків та шарів, потужність яких коливається від міліметрів до перших десятків метрів. Ритмічність зумовлена неодноразовою зміною високотемпературних та порівняно низькотемпературних мінеральних асоціацій у розрізах масивів. Наприклад, в межах одного шару знизу доверху можуть змінюватись мінеральні парагенезиси $\text{плагіоклаз} + \text{олівін} + \text{піроксен} \rightarrow \text{плагіоклаз} + \text{піроксен} \rightarrow \text{плагіоклаз}$. В інших випадках ці парагенезиси відповідають окремим прошаркам. Зовнішньо таке перешаровування дуже подібне до перешаровування в осадових товщах, тому ці масиви називають псевдостратифікованими. Традиційно вважають, що подібні масиви виникали за умов стабільного тектонічного режиму після закінчення активних тектонічних рухів на платформах чи в складчастих поясах. Однак є багато прикладів, коли сингенетичні

порушення шаруватості свідчать про формування таких масивів в активних тектонічних умовах, а також прикладів, коли масиви, які утворювались у спокійних тектонічних умовах, не підлягали розшаруванню.

Найважливішими петрологічними особливостями розшарованих габроїдних масивів є так звані кумулятивні мікроструктури, приховане розшарування та двопіроксеновий мінеральний склад. *Кумулятивні мікроструктури* виникають унаслідок гравітаційної диференціації розплавів, що кристалізуються. Кристали, які утворилися раніше, під дією гравітації опускаються вниз і концентруються в нижніх частинах окремих шарів габроїдів. Вони мають ідіоморфні обриси й утворюють суміш, насичену залишками магматичного розплаву. З подальшим зниженням температури такі залишки також застигають і, утворюючи вже кристали неправильної форми (так званий інтеркумуляус), цементують ранні кристали “кумуляусу”. Ці структури, як і ритмічність перешаровування, свідчать, що процеси кристалізації в кожному більш-менш потужному шарі або серії прошарків є незалежними. Найімовірнішим поясненням таких особливостей кристалізації є гіпотеза, за якою процеси кристалізації починаються в нижніх частинах масивів і відбуваються в межах порівняно вузької зони, яка поступово просувається вгору. Отже, кожний шар кристалізується незалежно від інших, а утворення наступного шару відповідає новому положенню зони кристалізації. Такі процеси повинні тривати досить довго і супроводжуватися активними тектонічними рухами, які спричинювали механічне переміщення нерозкристалізованої маси розплаву щодо нижніх частин, повністю чи частково розкристалізованих. Унаслідок цього між окремими розшарованими частинами масивів (так званими петрографічними серіями) виникали структурні незгідності. Серії, що залягають вище, зрізають ті, які є нижче. Часом таке ж явище простежується в малому масштабі під час утворення малопотужних прошарків. У цьому разі виникають косошаруваті текстури, дуже подібні до відомих в осадових породах.

Під *прихованим розшаруванням* розуміють поступові зміни хімічного складу одних і тих же мінералів або порід однакового мінерального складу вгору по розрізу масиву. Зміни виражені в поступовому збідненні мінералів і порід у цілому високотемпературними компонентами (у темнобарвних мінералах зменшується кількість магнію, у плагіоклазах – кальцію) завдяки поступовому збідненню ними розплаву під час кристалізації ранніх його порцій. Розшаровані габроїдні масиви, як звичайно, мають двопіроксеновий склад (тоді як однопіроксенові масиви переважно не розшаровані); це наводить на висновок, що здатність магматичних розплавів до розшарування залежить від їхнього вихідного складу – за більшої кількості мінералів, що кристалізуються одночасно, вся система стає нестійкою і починає розділятися на окремі частини з меншою кількістю породоутворювальних мінералів.

Для розшарованих масивів характерні лополітоподібні форми, розміри їхні коливаються від десятків до сотень і тисяч кілометрів квадратних. Масиви трапляються як по одному, так і групами, утворюючи так звані провінції однотипних масивів. Інколи з ними генетично пов'язані численні дайки габроїдів та ультраосновних порід різного складу (характерні відміни шрісгейміти та кортландити), які утворюють дайкові пояси. Такі пояси можуть бути і на великій відстані від масивів без видимого просторового та структурного зв'язку з ними.

Найбільшим за розмірами і найліпше дослідженим є Бушвельдський масив Південної Африки, що займає площу 29 000 км². Його вивчають упродовж близько 100 років. Масив належить до фундаменту давньої платформи і має ранньопротерозойський вік (масиви цього віку відомі на всіх давніх платформах, однак їхнє тектонічне положення не зрозуміле). Бушвельдський масив складається з чотирьох розшарованих серій загальною потужністю 8–9 км. У розрізі масиву знизу вгору виділяють:

1) базальну серію, складену ритмічним перешаруванням дунітів, гарцбургітів та піроксенітів – бронзититів. Серед них постійно трапляються малопотужні прошарки хромітитів;

2) критичну серію, складену тонким ритмічним перешаруванням гарцбургітів, бронзититів, норитів, габроноритів та хромітитів. У її підшві залягає так званий головний хромітитовий шар, а в покрівлі – так званий риф Меренського, тобто шар потужністю лише від 1 до 5 м, який, проте, є найбільшим у світі родовищем платини;

3) головну зону, складену перешаруванням габроноритів та анортозитів. Ця зона є найпотужнішою і займає головний об'єм масиву. Порооди її залягають на критичній серії в одних місцях згідно, в інших – трансгресивно. Простягання розшарованих серій у таких випадках може відрізнятись на 90° від простягання тих, що залягають нижче, вони частково знищують породи критичної серії і містять їхні ксеноліти;

4) верхню зону, сформовану головно ферогабро. В покрівлі зони в інтеркумулясі з'являються кварц (до 10%) та мікропегматитові зростання його з калієвим польовим шпатом (до 5%), а ромбічний піроксен повністю зникає. Плагіоклаз тут за складом відповідає андезину, тобто, ці породи мають уже не габроїдний, а діоритоїдний склад.

Бушвельдський масив можна вважати еталонним – він поєднує в собі риси всіх інших розшарованих масивів, які, звичайно, мають менші розміри і складені наборами порід, що відповідають якійсь одній із серій цього масиву. Треба звернути увагу, що в кожній серії процеси диференціації відбувалися незалежно від інших, про що свідчить різниця у наборах порід. Дуже характерно, що ці набори в різних серіях частково перекриті, проте в кожній наступній серії набір диференціатів дещо зсунутий у бік більш лейкократових відмін.

Наприклад, у нижній базальній серії крайні, найбільш високотемпературні диференціати – дуніти, у наступній (критичній) – лерцоліти, у головній – габронорити. Відповідно, зміщується і набір найбільш низькотемпературних диференціатів кожної серії в бік їхнього наближення до складу анортозитів. Характерне також збільшення кількості заліза в верхах масиву і поява мікропегматитового агрегату. В деяких масивах трапляються ферогабро, у яких титаномagnetит взагалі є єдиним темnobарвним мінералом, а шари чистого титаномagnetиту досягають потужності 10 м (Чинейський масив Східного Сибіру). Крім заліза, з подібними масивами часто зустрічаються мідно-нікелеві руди, тому кожна нова знахідка розшарованого масиву завжди викликає у геологів значний інтерес.

Дуже цікава петрологічно група протерозойських розшарованих масивів відома в фундаменті Східносибірської платформи в басейні р. Вітім (так званий талаїнський комплекс) та Прибайкалі (довиренський комплекс). Масиви мають порівняно невеликі розміри (перші десятки кілометрів квадратних), дуже складну в плані форму (у розрізі це лійко- та плитоподібні тіла). В будові масивів беруть участь породи від двох до шести вікових генерацій (інтрузивних фаз), кожна з яких, до того ж, супроводжувало утворення жильної серії. Тіла всіх генерацій розшаровані і мають між собою чіткі інтрузивні контакти. Перешаровування зумовлене чергуванням шарів масивних габроїдів потужністю близько 50 м та тонко розшарованих серій такої ж потужності, у межах яких повторює в мініатюрі особливості розрізу загалом. Кожна така серія складається з перешаровування масивних і тонко розшарованих прошарків загальною потужністю в декілька десятків сантиметрів. Породи мають численні ознаки формування в активних тектонічних умовах. Постійно простежуються зминання, розриви тонких прошарків, зрізання одних прошарків іншими; контакти між різними потужними шарами в одних випадках є згідними, а в деяких одні шари зрізають інші і містять їхні ксеноліти. Склад вікових генерацій у цілому послідовно змінюється від дунітів та гарцбургітів до анортозитів та діоритів, проте внаслідок розшарування і диференціації однотипні петрографічні відміни беруть участь у будові тіл різних генерацій. Зафіксовано деякі відмінності і в складі одновікових генерацій – у 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 притаманні коричневі, зелені, бузкові анортозити. Припускають, що це зумовлене різними домішками, які містяться, головню в плагіоклазах. Утворення розшарованих масивів закінчилося формуванням жильної серії (складеної, переважно кортландитами та шрісгеймітами), яка утворила дайкові пояси, що з'єднують ці масиви між собою. Всі тіла загалом формують плутонічний пояс довжиною не менше 650 км.

На Українському щиті розшаровані габроїдні масиви, складені габро-норитами, троктолітами, анортозитами, відомі в межах Волинського району (Юрівський, Силезівський та ін.). На відміну від інших регіонів, їхнє структурне положення визначене досить чітко. Всі такі масиви тяжіють до тектонічних меж Воронежсько-Українського геоблока й утворюють окремі групи (провінції, ареали), які простежуються вздовж цих меж від Волині до Ростовського блока (найбільше досліджена і, відповідно, описана в літературі група масивів мамонського комплексу в північно-східній частині Воронежського кристалічного масиву; за багатьма ознаками вони дуже подібні до розглянутих вище тіл талаїнського комплексу Східного Сибіру). Отже, поширення розшарованих масивів у цьому регіоні збігається з поширенням асоціацій I-типу, які вони проривають. Однак, невідомо на якому тектонічному етапі і в яких геодинамічних умовах вони виникли.

Лампроїт-кімберлітові асоціації поширені на давніх платформах, проте вік їхнього утворення може коливатись у широких межах, тому їх зачислено до асоціацій нез'ясованого тектонічного положення. *Кімберліти* – ультраосновні породи, які складаються із флогопіту, олівіну і часто містять первинно магматичний кальцит у вигляді видовжених лейстоподібних табличок. У них постійно є кристали та уламки кристалів чужорідних мінералів (так звані ксенокристали), включення глибинних порід, захоплені магмою під час підймання. В числі захоплених чужорідних мінералів у кімберлітах трапляються алмази. Як відомо, кімберліти є сировиною на алмази, проте камені знаходять менше ніж у 3% відомих тіл, а вміст їх не перевищує сотисячних часток відсотка від загального об'єму породи. Здебільшого кімберліти утворюють трубки вибуху (діатреми). Діаметр таких трубок сягає 1000 м і більше, та найчастіше становить близько 0,5 км. З глибиною трубки звужуються і поступово переходять у дайкоподібні тіла. Відомі також самостійні дайки та пластоподібні тіла кімберлітів потужністю до 60 м. Найбільше з відомих у світі тіл кімберлітів є в Танзанії. Воно має діаметр понад 1,5 км і потрактовано як вулканічний апарат, у якому збереглась кальдера, виповнена кімберлітовими туфами та осадовими породами. У виняткових випадках (у Танзанії та Сибіру) знаходять лавові потоки потужністю до 18 м, утворені породами, що подібні до кімберлітів (оскільки кімберліти завжди інтенсивно змінені, то дослідники не можуть упевнено вирішити, чи вони справді відповідають кімберлітам). Ці лави складаються зі сплюснених вкраплеників олівіну сфероїдальної форми, занурених у кальцитову основну масу. З кімберлітами нерідко асоціюють дайки карбонатитів, тобто порід, складених кальцитом магматичного походження. З огляду на рідкісність знахідок туфів та лав кімберлітового складу деякі дослідники заперечують механізм утворення трубок шляхом вибуху. Припускають, що леткі компоненти, якими був пересичений розплав, на деякій

глибині відділялись і “просвердлювали” вище вертикальну діру, яку пізніше заповнювала суміш розплаву та захоплених ним уламків.

Лампроїти спочатку належали до лампрофірів і в самостійну групу виділені порівняно недавно, оскільки з'ясовано їхню потенційну алмазоносність. Сьогодні вважають, що з погляду можливої алмазоносності вони не уступають кімберлітам. Лампроїти – це серія ультраосновних, основних та середніх порід лужного ряду. Вони мають мінеральний парагенезис олівін + флогопіт + лейцит + діопсид (можуть бути калієвий польовий шпат та ромбічний піроксен); коливання кількісних співвідношень цих мінералів зумовлюють взаємопереходи від ультраосновних до середніх порід. Для лампроїтів характерний досить специфічний хімічний склад – високий вміст калію і різка перевага його над натрієм за низького вмісту кальцію та глинозему, що й зумовлює відсутність у цих породах плагіоклазу. На відміну від кімберлітів, лампроїти змінені значно рідше, що, швидше всього, можна пояснити меншою кількістю пов'язаних з ними летких компонентів. Вони часто утворюють невеликі ефузивні виливи, дайки, пластоподібні інтрузивні тіла, а також трубки вибуху, з якими й пов'язані алмази. Більшість таких трубок мають складну будову, у якій беруть участь лави, субвулканічні тіла і туфи, причому саме туфи виявляються найпродуктивнішими під час розшуків алмазів. З цього випливає, що значна частина алмазів унаслідок вибухів повинна була розсіюватись за межами трубок. Наприклад, одним з найбільших у світі родовищ алмазів є трубка вибуху Аргайл в Австралії, знайдена 1979 р. Біля цієї трубки відоме також алювіальне родовище алмазів, які були розсіяні під час вибуху. Район родовища унікальний ще і тому, що тут одночасно є тіла лампроїтів і кімберлітів. Загалом геологічне положення й зв'язки лампроїтів з іншими магматичними утвореннями нез'ясовані. Найчастіше вони трапляються в зонах розвитку раннього докембрію, проте вік їхній може бути різним. Водночас фіксують, що вік утворення лампроїтів і кімберлітів часто однаковий. Це виявлено для Південної Африки, де і ті, й інші мають ранньопротерозойський вік; у Східному Сибіру їхній вік мезозойський. Переважна частина лампроїтів третинного віку.

Лампроїти та кімберліти недавно виявлено на Українському щиті – у його центральній частині та Приазов'ї. Вони поки що мало вивчені, а вік та геологічне положення нез'ясовані.

3. МАГМАТИЧНІ УТВОРЕННЯ МІСЯЦЯ

Хоча Місяць з геологічного погляду не вивчений абсолютно, у різних його частинах відібрані й доставлені на Землю проби загальною масою близько 400 кг. Дослідження цих проб, виконані американськими та колишніми радянськими вченими, дають змогу

схарактеризувати найпоширеніші там породи і порівняти їх із земними. Додатковий інтерес становить те, що на Місяці збереглись майже незмінними дуже давні породи, тоді як на Землі породи такого ж віку повністю перероблені під дією метаморфічних та інших процесів. Припускають, що геологічна історія Землі й Місяця на ранніх етапах була дуже подібною, і дослідження порід Місяця дасть змогу ліпше уявити ранні етапи розвитку Землі.

Уважають, що Земля, Місяць та інші планети Сонячної системи виникли майже одночасно приблизно 4,6 млрд. років тому. Геохронологічне датування найдавніших порід Землі відповідає 3,9–3,7 млрд. років, хоча в Австралії отримано дату 4,1 млрд. років. У межах Місяця астрономічними методами здавна виділено структури двох типів, які умовно названо материками та океанами (морями). Дослідження привезених на Землю проб засвідчило, що *материки* мають вік 4,6–3,9 млрд. років і складені переважно плутонічними породами – олівіновими габро, норитами, троктолітами, лейкократовими габро, анортозитами. В меншій кількості тут виявлено ефузиви. *Морські структури* на Місяці мають вік 3,9–3,0 млрд. років й утворені переважно вулканічними породами – пікритобазальтами, пікритодолеритами, олівіновими базальтами та долеритами, у підпорядкованій кількості габро та олівіновими габро. В структурах обох типів різко переважають породи з мінеральним парагенезисом плагіоклаз + моноклінний піроксен ± олівін. Двопіроксенові породи трапляються зрідка. Наскільки інформують ці обмежені дані, вони наявні винятково в материкових структурах. Крім плутонічних ортопіроксенвмісних порід, тут є також двопіроксенові базальти, яких не зафіксовано в морських структурах.

Порівняно із земними аналогами, породи Місяця меланократові, збагачені здебільшого магнієм, залізом і, особливо, титаном. Підвищена кількість титану приводить до появи деяких відмін – ільменіт-олівінових габро та ільменітових базальтів, які не мають земних аналогів. Поширені ці відмінності в морських структурах. Загалом породи Місяця мають значно меншу кількість лугів і тому плагіоклаз у них більше основного складу; зокрема, в анортозитах він відповідає чистому анортиту, тоді як на Землі номер плагіоклазу в анортозитах не перевищує 90, а анортитові габро (так звані вкрити) трапляються зрідка. Припускають, що всі ці відмінності лише частково зумовлені різницею загального складу Землі та Місяця. Важливу роль повинна була відігравати відсутність вільного кисню та води. Тому на Місяці часто фіксують хімічні елементи у вигляді самородних металів, а в складі породоутворювальних мінералів є залізо, титан та силіцій у відновленій формі. Припущення про вплив на склад мінералів нестачі кисню підтверджене експериментальними даними. Зокрема, з'ясовано, що плавлення порід в умовах вакууму унаслідок їхнього подальшого застигання приводить до появи відмін, збагачених залізом і титаном.

У невеликій кількості на Місяці знайдено породи кислого складу. За розмірами зерен серед них виділяють відміни від середньозернистих до склуватих, що трапляються в інтерстиціях базальтів та габро. Як і на Землі, вони є наслідком застигання останніх порцій базальтоїдних розплавів, отже, особливого інтересу знахідки їх не становлять. Значно цікавіші з петрологічного погляду середньозернисті відміни. Для них характерні графічні зростки кварцу та калієвого польового шпату; припускають, що вони утворились у плутонічних умовах. За кількістю кремнезему ці зростки відповідають земним гранітам та лейкогранітам, проте з огляду на відсутність води темнобарвні мінерали в них представлені олівіном та піроксеном, який зафіксовано в невеликій кількості. Піроксен вирізняється високою залізистістю, і це разом з високим вмістом кремнезему нагадує фаялітові аляскіти, відомі на Землі (описані на північному сході Росії; фаяліт у них – єдиний фемічний мінерал; вони супроводжуються пегматитами з фаялітом, вміст якого місцями сягає 40%). Однак на відміну від земних гранітів, плагіоклаз тут має підвищену основність, а сполука SiO_2 зустрічається у вигляді не кварцу, а тридиміту та кристобаліту. Польові шпати на Землі утворюють два ізоморфні ряди: анортит – альбіт та альбіт – ортоклаз. На Місяці виявлено потрійний польовий шпат, склад якого $\text{An}_{50}\text{Ab}_{10}\text{Ort}_{40}$. На Землі такий польовий шпат невідомий. Цікаво, що кислі породи Місяця збагачені калієм, у цьому вони подібні до земних ультракалієвих ріолітів, походження яких нез'ясоване.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий.– М.: Наука, 1987. – 261 с.
2. Геодинамические исследования при геологической съемке. – Пб., 1992. – 136 с.
3. Геологический словарь: В 2 т. – М.: Недра, 1973. –
4. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций – М.: Недра, 1964. – 387 с.
5. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. – М.: Мир, 1977. – 287 с.
6. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография: В 2 т. – М.: Наука, 1983. –
7. Магматические горные породы. Основные породы. – М.: Наука, 1985.– 486 с.
8. Магматические горные породы. Эволюция магматизма. – М.: Наука, 1987.– 438 с.
9. Магматические формации раннего докембрия: В 3 т. – М.: Недра, 1980. –
10. Магматические формации СССР:ии В 2 т. – Л.: Недра, 1979. –
11. Методические указания по составлению карт формаций Украины (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза)/ Кирилюк В.П., Лысак А.М., Свешников К.И., Лашманов В.И. – Киев, 1979. –
12. Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. – М.: Мир, 1991. –
13. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: Мир, 1961. – 592 с.
14. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. – М.: Недра, 1988. –
15. Кирилюк В.П., Лысак А.М., Свешников К.И. Эндогенные формации докембрия щитов, их систематика и картирование/ Геологические формации и закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1990. – С. 115–122.
16. Шевчук В.В., Лисак А.М. Геотектоніка. – Львів, ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2000. – 176 с.
17. Магматические горные породы, Кислые и средние породы, 1987.

ЗМІСТ

Стор.

ВСТУП	3
1.ТИПИ СПОЛУЧЕНЬ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД	5
1.1. Зміст поняття магматичного тіла	7
1.2. Зміст поняття магматичного комплексу	16
1.3. Зміст поняття магматичної формації	20
1.4. Зміст поняття магматичної серії	25
1.5. Зміст поняття магматичної асоціації	31
2. МАГМАТИЧНІ АСОЦІАЦІЇ	32
2.1. Магматичні асоціації океанів та зон переходу “океан – континент”	32
2.1.1. Асоціації океанів	32
2.1.2. Асоціації зон переходу “океан – континент”	35
2.1.3. Загальні особливості магматичних асоціацій океанів та зон переходу від океанів до континентів	42
2.2. Магматичні асоціації континентів	43
2.2.1. Магматичні асоціації фундаменту древніх платформ	43
2.2.2. Магматичні асоціації складчастих поясів	59
2.2.3. Магматичні асоціації чохла платформ	66
2.2.4. Магматичні асоціації внутрішньоконтинентальних зон стиснення та розтягнення	69
2.2.5. Магматичні асоціації областей склепінєво–брилової активізації (магматичні асоціації дівá)	74
2.2.6. Магматичні асоціації нез`ясованих геодинамічних умов	77
3. Магматичні утворення Місяця	80
Список рекомендованої літератури	81

Навчальне видання

Кирил Ігорович Свешніков
Ірина Володимирівна Побережська

ПРИРОДНІ СПОЛУЧЕННЯ МАГМАТИЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Текст лекцій

Коректор

Технічний редактор

Підп. до друку Формат . Папір друк. Друк на різогр. Умовн. друк. арк.

Обл. вид. арк. Тираж прим. Зам.

Видавничий центр Львівського національного університету імені Івана Франка. 76000

Львів, вул Дорошенка, 41.