КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

Толстой М. І., Костенко Н. В., Шабатура О. В.

РЕЧОВИННИЙ СКЛАД І ПЕТРОФІЗИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО І ДІЙСЬКОГО МАСИВІВ (ЧЕХІЯ) ТА ЇХ ЗІСТАВЛЕННЯ З ГРАНІТОЇДАМИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Монографія

КИІВ – 2018

ЗМІСТ

Передмова 3
Перелік умовних позначень і скорочень 5
Розділ 1. Методика досліджень 8
1.1. Методика опробування плутонічних утворень для їх кількісного петрогеохімічного та петрофізичного дослідження 8
1.2. Методика оцінки складу проб 10
1.3. Методика дослідження фізичних властивостей 11
1.4. Методика обробки даних 12
1.5. Основи палеогеодинамічного аналізу петрофізичних даних 12
1.5.1. Комплексна генетична петрофізична класифікація магматичних порід 12
1.5.4. Узагальнена схема проведення реконструкції палеоумов 17
Розділ 2. Стислий геолого-петрографічний нарис 18
2.1. Геолого-структурне положення гранітоїдів Брненського та Дійського масивів 18
2.2. Мінералого-петрографічні особливості гранітоїдів Брненського та Дійського масивів 22
Розділ 3. Петрохімічна характеристика гранітоїдів Брненського масиву 33
Розділ 4. Геохімічна характеристика гранітоїдів Брненського та Дійського масивів 37
Розділ 5. Петрофізична характеристика гранітоїдів Брненського та Дійського масивів 43
5.1. Брненський масив 43
5.1.1. Петрогустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики 44
5.1.2. Магнітні характеристики 46
5.1.3. Радіоактивні характеристики 49
5.1.4. Поділ та групування гранітоїдів Брненського масиву за петрофізичними даними 50
5.1.5. Оцінка інформативності петрофізичних параметрів 54
5.2. Дійський масив 55
5.2.1. Петрогустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики 55
5.2.2. Магнітні характеристики 56
5.2.3. Радіоактивні характеристики 56
Розділ 6. Фаціальні особливості гранітоїдів Брненського масиву 58
Розділ 7. Геодинамічна класифікація гранітоїдів Брненського та Дійського масивів 67
7.1. Геодинамічні класифікації гранітоїдів на основі аналізу речовинних ознак 67
7.2. Геодинамічні класифікації гранітоїдів на основі геолого-геофізичних даних 74
7.3. Реконструкція палеоумов на основі аналізу петрофізичних ознак 75
Розділ 8. Зіставлення та кореляція гранітоїдів східної окраїни Чеського мегаблоку та Українського щита 88
8.1. Порівняльна характеристика геохімічних особливостей гранітоїдів 89
8.2. Порівняльна характеристика петрофізичних особливостей гранітоїдів 93
8.3. Порівняльна характеристика металогенічних особливостей гранітоїдів 96
Заключення 99
Список літератури 101

ПЕРЕДМОВА

У 80-х роках минулого сторіччя під керівництвом проректора з міжнародних зв'язків проф. Губерського Л. В. була затверджена програма наукових і творчих зв'язків Київського національного університету імені Тараса Шевченка (КНУ) з закордонними університетами. У відповідності до плану науково-технічного співробітництва між геологічним факультетом КНУ і кафедрою геології і палеонтології факультету природничих наук державного університету ім. Я. Є. Пуркіне в Брно були проведені спільні наукові дослідження з комплексного вивчення гранітоїдів Брненського () і Дійського (ДМ) масивів. Ці роботи координували з чеської сторони проф. Й. Штельцл, з української – проф. М.І. Толстой. Мета роботи полягала у комплексній речовинно-фізичній характеристиці провідних петротипів гранітоїдів Брненського та Дійського масивів, їх зіставленні та кореляції за комплексом ознак, вирішенні на цій основі питань петрогенезису та умов виникнення порід, а також визначенні їх аналогів серед грнітоїдних утворень Українського щита (УЩ). Авторами представленої роботи проведено систематичні мінералого-петрографічні, петрогеохімічні та петрофізичні дослідження провідних петротипів гранітоїдів Брненського і Дійського масивів, що були виділені чеськими колегами. Результати робіт були частково опубліковані у наукових статтях [50, 59]. При цьому низка питань, що стосується, зокрема, петрографії і геохімії виділених чеськими геологами петрографічних типів гранітоїдних порід БМ [74], була висвітлена не в повному обсязі, або зовсім, як це мало місце для ДМ, не розглядалася. Звісно, це спонукало авторів цієї роботи після деякої перерви повернутися до більш поглибленого розгляду означеної тематики. Тим більше, що ще збереглися необхідні аналітичні дані для її написання, які з часом можуть бути втрачені. Представлена робота є складовою частиною спільних наукових досліджень Київського та Брненського університетів з комплексного вивчення Брненського і Дійського гранітоїдних масивів відповідно до плану науково-технічного співробітництва на 1980–1985 рр.

Одним з найбільш суттєвих фактів для розуміння особливостей формування гранітоїдних тіл є достатньо чітка залежність будови, складу, структурно-текстурних ознак від конкретних структурно-геологічних та термодинамічних умов утворення, що вже давно було відмічено дослідниками. Ця залежність проявляється у різноманітних структурах та характерна для широкого часового діапазону – від докембрію до фанерозою, що відкриває можливість на основі вивчення продуктів гранітоїдного магматизму судити про структурно-геологічні умови їх утворення. Достовірність подібного дослідження здебільшого залежить від повноти досліджуваних характеристик геологічних утворень та якості отриманої інформації. У зв'язку з цим, важливим етапом вирішення поставленого завдання є не тільки вибір методів та засобів, але й самих об'єктів досліджень. При цьому, насамперед, береться до уваги чіткість їх структурно-геологічної позиції, ступінь геологічного вивчення, доступність для безпосереднього дослідження та опробування. З цих позицій Брненський та Дійський масиви являють суттєвий науковий, методологічний та металогенічний інтерес. Окрім достатньо повного геолого-структурного та мінералого-петрографічного дослідження плутонічних утворень, що пов'язано з відносно доброю відслоненістю, в них також виявлена молібденова мінералізація.

З цих позицій речовинно-фізичне вивчення гранітоїдних утворень дозволяє не тільки вирішити питання їхнього петрогенезису, фаціальної приналежності окремих різновидів порід, але й здійснити зіставлення та кореляцію з гранітоїдами Українського щита з метою з'ясування речовинних та металогенічних аналогів.

При постановці завдання даного дослідження автори виходили з положення про те, що основні особливості як докембрійського, так і фанерозойського магматизму у цілому подібні, оскільки на всіх етапах еволюції земної кори розподіл породотвірних компонентів підпорядковується одним і тим же закономірностям кристалізації магматичних порід. Він є наслідком прояву відповідних структурно-тектонічних процесів в земній корі, і своїм складом, фізичними властивостями, структурно-текстурними особливостями відображають специфіку цих процесів. Для багатьох серій та формацій магматичних порід структурно-тектонічний контроль відіграє визначальну роль незалежно від віку їх утворення – від докембрію до пізнього фанерозою. Це слугує підставою для зіставлення та кореляції близьких за умовами утворення, а отже й за формаційною приналежністю, порід у різних блоках земної кори, в тому числі і для таких просторово віддалених мегаструктур, як Чеський масив та УЩ.

Ще у 1981 р. С. В. Нечаєв [40] відмітив майже буквальну схожість рисунку розломів Чеського масиву і південно-західного обрамлення Східно-Європейської платформи, що проявилося у просторовій повторюваності збереження напрямку, витриманості, характері змикання тектонічних розломів, як у Брненскому масиві, так і в Осницькому блоці Волинського мегаблоку Українського

щита. У більш відстороненому розумінні цю схожість можна проінтерпретувати як відбиток однотипної тектономагматичної активізації, яка відбувалася в різний час. Подібність палеотектонічних умов і інтрузивних механізмів західного схилу УЩ і Моравського блоку підтверджуються і за результатами ГСЗ [49].

Під час проведення робіт здійснювалися неодноразові прямі контакти виконавців, спільні експедиції, обговорення результатів досліджень. Так, у Київському університеті побували у наукових відрядженнях доц. Л. Свобода, доц. Й. Станек, доц. Й. Вейсс, доц. М. Грегорова, а у Брненському – проф. М.І. Толстой, доц. А.В. Сухорада.

Ця монографія є узагальненням польового і аналітичного матеріалу, зібраного співробітниками Проблемної науково-дослідної лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід (ПНДЛ ФХДГП) ННІ «Інститут геології» КНУ під керівництвом проф. Толстого М.І. При її написанні були враховані результати досліджень доц. Сухоради А.В., с.н.с. Соловйова І.В. , інж. Саніна Є.В., проф. Жукова М.Н.

Технічне редагування представленої роботи здійснювали Жукова С.В., Божко О.А.

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ І СКОРОЧЕНЬ

Мінералогічні позначення

АМ	–	акцесорний мінерал
ОМ	–	основна маса
Ab	–	альбіт
An	–	анортит
Ap	–	апатит
Cor	–	корунд
Cpx	–	клінопіроксен
Di	–	діопсид
En	–	енстатит
Fa	–	фаяліт
Fo	–	форстерит
Fs	–	феросиліт
Hbl	–	амфібол
Hm	–	гематит
Hyp	–	гіперстен
Il	–	ільменіт
Gr	–	гранат
Q	–	кварц
Mt	–	магнетит
Ne	–	нефелін
Ol	–	олівін
Opx	–	ортопіроксен
Or	–	ортоклаз
Pl	–	плагіоклаз
RM	–	рудний мінерал
San	–	санідин
Ti–Mt	–	титаномагнетит
Wo	–	воластоніт

Петрогеохімічні позначення

к.п.п.=(s+a)/(b+c)	–	коефіцієнт петрохімічної полярності, де *s*, *a*, *b*, *c* – петрохімічні індекси О.М. Заварицького
alk	–	сума лугів ($Na_2O + K_2O$)
alkal	–	$Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$
ag	–	коефіцієнт агпаїтності, $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$
ASI	–	коефіцієнт глиноземистості, $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$
$(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$	–	мафічний індекс Сімпсона
MgO/FeO	–	коефіцієнт магнезіальності Хеса
ko	–	коефіцієнт окиснення, $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$
σ	–	індекс Ріттмана, $(Na_2O + K_2O)^2/(SiO_2 – 43)$
R/(F+T)	–	мультиплікативне відношення геохімічних коефіцієнтів
R	–	середньозважений вміст групи рідкісних і рідкісноземельних елементів
F	–	середньозважений вміст групи сидерофільних елементів
T	–	середньозважений вміст групи розсіяних елементів
$f=Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$	–	індекс окиснення Деві
SI	–	індекс Куно
SF	–	$Fe_2O_3 + FeO$

Петрофізичні позначення позначення

ЗР	–	загальна радіоактивність
ІМП	–	індуктивні магнітні параметри
A	–	анізотропія (коефіцєнт анізотропії)
æ	–	магнітна сприйнятливість
δ	–	мінеральна густина
E	–	модуль Юнга

G	–	модуль зсуву
ε	–	напруження
η	–	кристалохімічна щільність
f_c	–	компресія
I_n	–	природна залишкова намагніченість
I_s	–	намагніченість насичення
I_{st}	–	намагніченість насичення зразка після нагрівання його до 600 °С на повітрі
I_{s0}	–	намагніченість насичення зразка до нагрівання
H	–	Твердість
K	–	модуль всебічного стиску
$K_{пк}$	–	комплексний петрофізичний коефіцієнт, за [34]
$K_{пл}$	–	коефіцієнт пластичності
K_E	–	коефіцієнт метаморфогенної анізотропії ($K_E=E_{min}/E_{max}$)
λ	–	Теплопровідність
μ	–	відношення Пуассона
$П_в$	–	пористість відкрита
$П_З$	–	пористість загальна
Q	–	фактор Кенігсбергера
ρ_0	–	густина об’ємна
$\rho_в$	–	густина розрахован за мінеральним складом
$\sigma_{ст}$	–	межа міцності на стиск
Θ	–	температура Дебая
θ_K	–	точка Кюрі головної феромагнітної фази
Ф	–	сейсмічний параметр
V_p	–	швидкість поширення поздовжніх хвиль
V_s	–	швидкість поширення поперечних хвиль
W	–	геодинамічне напруження
Z	–	питомий хвильовий опір
ω	–	відносна структурна рихлість
		Статистичні позначення
D	–	Дисперсія
МГК	–	метод головних компонент
СКВ	–	середньоквадратичне відхилення
V	–	Варіація
		Скорочення
АКО	–	активна континентальна окраїна
БМ	–	Брненський масив
б.р.	–	без розмірності
ВПА	–	вулкано-плутнічної асоціація
в.п.п.	–	втрати при прожарюванні
ГСЗ	–	глибинне зондування Землі
ДМ	–	Дійський масив
КК	–	кларк концентрацій
КНУ	–	Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ	–	Науково-навчальний інститут
ПНДЛ ФХДГП	–	Проблемна науково-дослідна лабораторія фізико-хімічних досліджень гірських порід
од. з.	–	одиничні зерна
СВ	–	стандартне відхилення
УЩ	–	Український щит
ORG	–	граніти серединно-океанічних хребтів
syn-COLG	–	синколізійні граніти
VAG	–	граніти вулканічних дуг
WPG	–	внутрішньоплитні граніти

Розділ 1
МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

1.1. Методика опробування плутонічних утворень для їх кількісного петрогеохімічного та петрофізичного вивчення

Достовірність рішення геологічних задач на підставі прямої інформації щодо складу та фізичних характеристик природних об'єктів, у значній мірі залежить від повноти фактичного матеріалу та представництва його відбору. Під представництвом відбору розуміють, наскільки правильно відібраний матеріал відображає характеристики досліджуваного об'єкта за результатами вибіркового опробування або, щодо кожної окремої проби, відповідність досліджуваних в ній показників їх дійсному значенню в цілому об'єкті.

Таку задачу вирішувати за принципом «чим більше, тим краще» не можна. Це пояснюється, перш за все, складним характером природного розподілу хімічних елементів, їх мінералів-концентраторів та носіїв і залежних від них фізичних параметрів (магнітної сприйнятливості, радіоактивності, теплопровідність, об'ємної густини та ін.), що у загальному вигляді можна виразити залежністю:

$$Рспос = Ррег + Рлок + Рфл + Рпох, \quad (1.1)$$

де Ррег, Рлок – регіональна та локальна складові спостережених природного розподілу ознак (Рспос); Рфл, Рпох – складові розподілу ознак, обумовлених структурно-текстурними неоднорідностями (флуктуаціями) порід та похибками аналізу.

Перші дві складові мають функціональний характер та залежать від особливостей формування даного геологічного об'єкту, локальних накладених процесів (у тому числі рудопроявів та їх ореолів розсіяння). Обидві складові є самостійним предметом дослідження: Ррег – при загальному кількісному описі досліджуваного об'єкту, Рлок – при пошуках аномалій та їх ореолів розсіяння. Що стосується третьої та четвертої складових спостереженого природного розподілу, то вони мають стохастичний характер, накладаються та у тій чи іншій мірі затушовують перші дві складові. Завданням будь-яких петрогеохімічних та петрофізичних досліджень є їх пригнічення або облік цих складових та виключення їх із спостережень. Похибки аналізу враховуються завдяки використанню більш точних методів або контролю якості визначення. Пригнічення впливу структурно-текстурного фактору у розподілі досліджуваних ознак має виконуватися вибором оптимального способу опробовування, представництвом проби.

Вочевидь, що максимальне представництво щодо складу порід буде мати проба, яка включає весь досліджуваний об'єкт, а мінімальне – проби розміром в одне мінеральне зерно. Оптимальним слід вважати опробування збірними пробами, оскільки при цьому дисперсія мінливості розподілу ознаки за рахунок структурно-текстурних флуктуацій буде зменшена у $\sqrt{n}$ разів, n – кількість окремих проб, об'єднаних у збірну. Вона може бути оцінена виходячи з нерівності:

$$Dрег = \geq D/\sqrt{n}, \quad (1.2)$$

де Dрег – оцінка фонової (регіональної) дисперсії, D – оцінка дисперсії.

За результатами експериментальних досліджень була встановлена оптимальна кількість таких проб. За точності масового аналізу у 20–30%, їх кількість складає чотири-п'ять зразків для дрібно-середньозернистих порід, та шість-вісім для крупно- та нерівномірнозернистих.

Вага окремих проб при геохімічних дослідженнях повинна складати 50–70 г. Відбір окремих проб в залежності від особливостей опробування може проводитись або на площі (наприклад способом «конверту»), або по профілям та керну свердловин (методом пунктирної борозни). Відстань між окремими пробами має бути такою, яка б забезпечувала незалежність розподілу досліджуваної ознаки від структурно-текстурних особливостей порід. За даними експериментальних досліджень вона складає 1–5 м, зменшуючись для дрібнозернистих, рівномірнозернистих порід та збільшуючись для крупно- та неравномірнозернистих.

Важливий момент опробування – вибір кількості проб. Цим визначається можливість з'ясування та точність вирішення відповідних задач. Найбільш розповсюдженими задачами масових петрогеохімічних та петрофізичних досліджень плутонічних порід є такі, що пов'язані з їх кількісною оцінкою та вивченням просторових особливостей розподілу ознак у досліджуваних точках, зокрема, вивчення трендової характеристики.

При статистичному оцінюванню розподілу ознак досліджуваних утворень необхідна кількість проб визначається у загальному випадку варіативністю ознак та заданою точністю. При нормальному та логнормальному законі розподілу ознак для визначення оцінок середнього з вірогідністю 0,95 – достатньо 20-30 проб, асиметрії та ексцесу – до 50. Зі збільшенням асиметрії, кількість проб повинна підвищуватись.

Мінливість розподілу більшості рідкісних та розсіяних елементів у плутонічних породах виражається коефіцієнтом варіації V, складає 20–100%. Орієнтовна кількість проб n, що забезпечує оцінку середніх значень з заданою точністю: $n = 0{,}01V^2$.

При дослідженні трендової характеристики розподілу ознак, за даними площинного опробування, необхідна кількість проб залежить від масштабу робіт, величини «вікна» осереднення, заданої точності оцінки середнього. За даними дослідних робіт, площа вікна осереднення зазвичай перевищує 1–2 $см^2$ звітної карти, а число пунктів опробування у «вікні» розраховується з виразу $n=(CB_0/CB_x)^2$, де CB_o – стандартне відхилення вимірюваної величини у «вікні» осереднення, CB_x – те ж саме для середнього n у об'єкті дослідження (з урахуванням типів порід). Як свідчить досвід, оптимальне значення визначається 6–10 пробами.

Можливість вирішення різних задач визначається розташуванням проб у об'єкті дослідження, вибором оптимального варіанту опробування.

Основними задачами петрогеохімічного та петрофізичного дослідження плутонічних утворень є наступні: 1) кількісна оцінка параметрів статистичного розподілу хімічних елементів, фізичних характеристик, мінералів, петрогенних оксидів у геологічних утвореннях; 2) вивчення закономірностей просторового розподілу зазначених ознак у геологічних утвореннях; 3) пошуки аномалій у розподілі ознак.

При регіональному вивченні складу та фізичних характеристик плутонічних утворень головна увага приділяється першій задачі. Її вирішення тісно пов'язано із з'ясуванням питання щодо геологічної та статистичної однорідності об'єктів дослідження, тобто у першому випадку – приналежність досліджуваних порід до одного петротипу, а у другому – до одного розподілу.

Геохімічна однорідність оцінюється геологічними, петрофізичними, петрогеохімічними методами, статистична – за допомогою критеріїв X^2 або g^2.

У результаті дослідження залежності між параметрами, які характеризують взаємозв'язок між ознаками, що розглядаються ((g^2), мінливістю (дисперсією D) та відстанню між пунктами опробування), виконаного для плутонічних утворень за широким спектром хімічних елементів, і, перш за все, за рідкісними та важколеткими елементами, отримана наступна залежність (рис. 1.1).

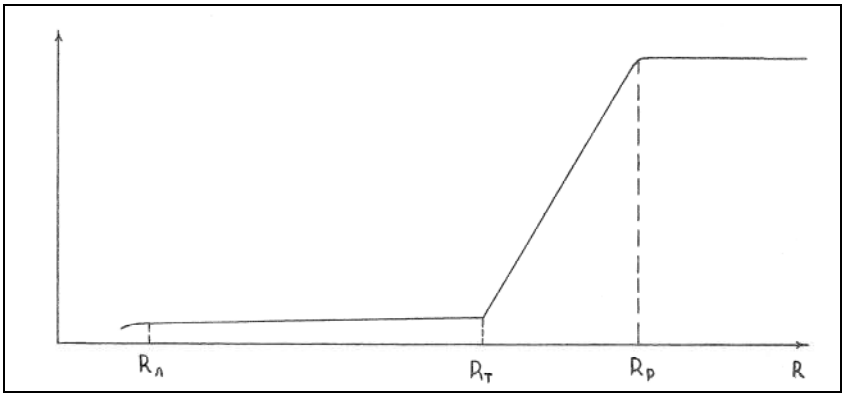


Рис. 1.1. Залежність дисперсії D розподілу ознак від кроку R опробування для плутонічних утворень

Виділяються три ділянки: Rл-Rт, Rт-Rр та >Rр. На першій ділянці розподіл ознак не залежить від структурно-текстурних неоднорідностей порід, причому, величина цієї неоднорідності характеризується значенням Dлок. Розподіл ознак тут також не залежить від регіональних факторів утворення досліджуваного об'єкту. Цю ділянку можна назвати ділянкою локальної незалежності розподілу ознак від площі (кроку) опробування. На другій ділянці (Rт-Rр) спостерігається явна залежність цих показників. У його межах проявляється мінливість (або регіональний тренд) розподілу ознак у досліджуваному об'єкті, закономірність зміни умов кристалізації порід та розподіл в них хімічних лементів. Далі слідує ділянка регіональної незалежності розподілу ознак. Виходячи з встановленої залежності, вирішення задачі, що пов'язана статистичною оцінкою розподілу ознак,

можливе при опробуванні об'єкту на відстанях, у межах яких проявляється незалежність розподілу цих ознак, тобто у межах ділянок Rл-Rт і >Rр – в залежності від характеру задачі, що вирішується. Якщо вимагається загальна оцінка параметрів розподілу хімічних елементів в досліджуваному геологічному тілі, проби потрібно відбирати на відстані більших Rр (з даних експерименту – 2–3 км). Якщо ж досліджуються окремі ділянки тіла або фаціальні різновиди, проби відбираються у межах відстаней Rл-Rт (для плутонічних утворень – від 10–20 до 100–150 м).

Викладене дозволяє зробити наступні висновки та надати такі рекомендації щодо речовинно-фізичного вивчення плутонічних утворень:

1. Об'єктивне кількісне вирішення геологічних задач на підставі петрогеохімічних, петрофізичних та мінералогічних досліджень повинно базуватися на статистично обґрунтованому представницькому фактичному матеріалі. Для отримання його потрібна науково обґрунтована раціональна методика опробування порід.

2. Розподіл компонентів складу та характеристик фізичних властивостей плутонічних утворень досить складний та включає як функціональну, так і стохастичну залежність.

3. Завданням опробування є пригнічення або облік стохастичних складових спостереженого розподілу, забезпечення надійного виділення та достовірної оцінки характеристик та кількісних особливостей регіонального або локального розподілу досліджуваних ознак. З цією метою необхідно оптимізувати всі основні ланки опробування: спосіб опробування, їх кількість і розміщення у просторі, а також враховувати мету досліджень та особливості отримання інформації.

4. Найбільш загальною та розповсюдженою задачею регіонального петрофізичного та петрогеохімічного дослідження плутонічних утворень є їх кількісна статистична характеристика, створення петрофізичних та петрогеохімічних моделей за відповідними ознаками. Для вирішення цієї задачі найбільш прийнятним є відбір збірних проб як найбільш представницьких при вивченні складу проб у кількості, що забезпечує за даного статистичного закону розподілу ознаки необхідну точність оцінок параметрів, а також штуфних – при аналізі мінливості ознак (у т.ч. петрофізичних).

5. При відборі проб у межах досліджуваного об'єкту треба враховувати його будову, характер та інтенсивність вторинних перетворень порід, відслоненість. Для незмінених інтрузивних плутонічних утворень найбільш прийнятним є відбір як по ділянках (кар'єрах, відслоненнях) за відстані між пробами від 10 до 100–150 м, так і рівномірно по площі з відстанню між пробами 2–3 км і більше. При прояві відносно слабких вторинних процесів регіонального перетворення порід цей спосіб опробування використовують лише для важкомігруючих елементів, що концентруються у акцесорних мінералах, та для самих акцесорних мінералів, а також для фізичних параметрів, що від них не залежать. Щодо рухливих елементів або елементів, що накопичуються у мінералах, які відносно легко трансформуються, так і самих цих мінералів, то для них варто рекомендувати відбір проб на відстанях, що забезпечують регіональну незалежність їхнього розподілу (більше 2–3 км). Для інтенсивно змінених порід останнє стосується усіх характеристик складу та фізичних властивостей, проте, у цих утвореннях мінімальну відстань між пробами можна зменшити до 150–500 м.

1.2. Методика оцінки складу проб

Для отримання інформації про хімічний склад досліджуваних гранітоїдів, використовувались методи та методика, що дозволяють проводити аналіз макро- та мікроелементів на рівні їх природної мінливості у заданих межах відтворюваності та точності.

З цією метою був використаний наступний аналітичний комплекс:

а) емісійний спектральний аналіз;

б) полум'яно-фотометричний аналіз на калій, натрій, літій, рубідій;

в) рентгено-спектральний флуоресцентний аналіз на уран, торій.

Підготовка проб включала візуальний та вибірковий мікроскопічний контроль проб колекції, подрібнення та перетирання проб на механічних установках. Партії проб, що поступали на подрібнення, завчасно формувались у групи, близькі за структурно-текстурними ознаками. Для кожної групи проб однорідність подрібнення контролювалась за допомогою стереомікроскопа МБС–8 та ситовим аналізом. Безпосередньо перед проведенням аналізів проби просушувалися при температурі 105°С у сушильних шафах до повітряно-сухого стану, та ретельно перемішувались.

Для побудови градуювальних графіків використовувалися стандартні зразки складу: СГ–1А, МК–1–4, М (Німеччина), робочі стандартні зразки складу, що були розроблені у Проблемній

лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід Київського університету: ГК, ГУБ, ГА, а також зразки порівняння «гран.» (гранітоїд) та «граб.» (базальт).

При виконанні аналітичних досліджень регулярно проводились три етапи контролю достовірності. За результатами контролю визначалися відносні середньоквадратичні відхилення, що характеризують відтворюваність методів за кожним елементом.

Внутрішній та зовнішній контроль якості аналітичної інформації проводився незалежно від лабораторного контролю. Кількість проб на внутрішньому та зовнішньому контролі складала не менше 5% проб з різних класів вмісту хімічного елемента.

1.3. Методика дослідження фізичних властивостей

Особливістю петрофізики є інтегральний характер досліджуваних нею фізичних характеристик, а також їх багаторівнева структура, обумовлена впливом на їх формування різних геологічних факторів, складу та структурно-текстурних особливостей порід. За переважної ролі тих або інших факторів на конкретні фізичні характеристики, серед них можна умовно виділити дві найбільш загальні групи параметрів: речовинно-чутливі та структурно-чутливі. До перших можна віднести радіоактивність, мінеральну густину, намагніченість насичення, температуру Кюрі, теплопровідність, тобто параметри, які переважно залежать від складу порід та є скалярними величинами. До другої – пористість, швидкість пружних хвиль, індуктивну намагніченість, електропровідність, у меншому ступені – об'ємну густину, остаточну намагніченість, теплопровідність, тобто характеристики, що, головним чином, залежать від структурно-текстурних особливостей порід та геодинамічних умов їх утворення. Наведений поділ фізичних характеристик потрібно враховувати при класифікації петрофізичних особливостей гірських порід.

Внаслідок використання різних апаратури, методик, технології відбору та підготовки проб результати визначення фізичних параметрів не завжди можна зіставити. У зв'язку з цим, петрофізичні дослідження у ПНДЛ ФХДГП КНУ були виконані за єдиною методикою, що дозволило отримати зіставні результати. Технологічна схема петрофізичної обробки колекції була наступною: 1) попередній візуальний і мікроскопічний контроль зразків; 2) єдина методика підготовки проб до вимірювань; 3) єдина методика масових вимірювань густини, радіоактивності та магнітних властивостей проб; 4) контрольні вимірювання зразків; 5) формування кінцевих «петрофізичних» вибірок та перевірка статистичної однорідності даних; 6) комплексне петрофізичне дослідження відібраної колекції; 7) виконання контрольних вимірювань (10% від об'єму колекції); 8) статистичний аналіз отриманих даних.

Характеристика використаної апаратури та методик наведена у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1. Характеристика аналітичних методів визначення фізичних властивостей гірських порід

Параметр	Символ	Одиниця вимірювання	Метод	Установка, виробник	Препарат
Об'ємна густина	P	10^3 кг/м^3	гідростатичного зважування	ваги ВЛКТ-500	штуф
Мінеральна густина	δ	10^3 кг/м^3	пікнометричний	ваги ВЛА-200М пікнометри	перетерта проба
Загальна пористість	Пз	%	розрахунковий	-	-
Теплопровідність	λ	Вт(м К)	безконтактний	оригінальна (МГРІ)	пластина
Магнітна сприйнятливість	æ	$4\pi\cdot10^{-3}$ од. СІ (10^{-3} од. СГС)	магнітометричний	МА-21 НВО «Геофізика»	штуф
Природна остаточна намагніченість	In	А/м (10^{-3} од. СГС)	- // -	- // -	- // -
Намагніченість насичення	Is	Гс/г	балістичний	оригінальна	подрібнена проба
Загальна радіоактивність	ЗР	$U_{екв}$ 10^{-4}%	радіометричний	оригінальна	подрібнена проба
Швидкість повздовжніх та поперечних хвиль	Vp, Vs	км/с	ультразвуковий	оригінальна	Пластина, кубик

1.4. Методика обробки даних

Математична обробка аналітичної інформації проводилася за наступними основними напрямами:

1. Статистична обробка вихідного матеріалу, вивчення кореляційних зв'язків всередині виділеного набору ознак.
2. Поділ сукупності досліджуваних об'єктів на класи з подібним набором характеристик, що вивчаються (петрофізичні параметри, вміст хімічних елементів тощо).
3. Класифікація досліджуваних об'єктів шляхом розпізнавання на виділені класи гранітоїдів.
4. Визначення ознак, найбільш інформативних для поділу на класи досліджуваних гранітоїдів.

Всі ці завдання вирішувалися у взаємозв'язку на різних рівнях і за різними наборами ознак.

Перевага віддавалася тим методам, які дозволяли враховувати поведінку багатьох показників, і на основі розглянутих мір подібності забезпечували побудову відповідних класифікаційних схем. За такого підходу вирішення завдань зіставлення і кореляції геологічних утворень має супроводжуватися аналізом інформативності отриманих показників з наступним відбором мінімальної групи тих із них, які забезпечують найбільші діагностичні можливості. Така процедура має й самостійне значення, оскільки дозволяє визначити характерні особливості порівнюваних об'єктів, виділити діагностичні ознаки, а в деяких випадках також сформувати прості критерії класифікації. При цьому використовувалися наступні процедури: 1) програма статистичної обробки даних і розрахунок кореляційної матриці; 2) кластер-аналіз (групування); 3) параметрична класифікація; 4) непараметрична класифікація; 5) непараметрична інформативність (розпізнавання «само на себе»); 6) факторний аналіз.

1.5. Основи палеогеодинамічного аналізу петрофізичних даних

1.5.1. Комплексна генетична петрофізична класифікація магматичних порід

Зі створенням на геологічному факультеті КНУ наукової школи «Прикладна геохімія і петрофізика магматичних утворень» і Проблемної науково-дослідної лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід (науковий керівник проф. Толстой М.І.) були визначені основні напрямки її наукової діяльності. Один з таких – розробити методичні засади використання фізичних властивостей магматичних порід для оцінки палеогеодинамічних умов їхнього формування. З цією метою співробітники лабораторії М.І. Толстой, А.П. Гожик, А.В. Сухорада на основі отриманих даних за результатами проведення бюджетних і госпдоговірних робіт на території України і дального зарубіжжя, а також з узагальненням літературних джерел з цієї проблематики, розробили власну методику для реконструкції обстановок формування кристалічних порід. На основі проведених досліджень були створені комплексні генетичні петрофізичні класифікації кристалічних утворень – петрощільнісна, петромагнітна, петрорадіоактивна. Ці напрацювання були захищені авторським свідоцтвом «Явище петрофізичної фіксації геодинамічних процесів гранітоїдними утвореннями (наукове відкриття № А-417 від 27 лютого 2007 р.)» М.І. Толстого, А.П. Гожика, А.В. Сухоради, О.Б. Боброва.

1. Петрощільнісна генетична класифікація. В основу петрощільнісної генетичної класифікації гранітоїдів лягли результати петрофізичного аналізу з певними (критеріальними) значеннями параметрів, що відповідають умовам формування та інтенсивності прояву накладених процесів (табл. 1.2) сумісно з шкалою визначення відносної глибинності утворення гранітоїдів за ознаками η та ω (рис. 1.2). Класифікація не передбачає жодних обмежень за хімічним складом порід, але висока варіативність фізичних характеристик дозволяє відносити одні й ті ж самі породи, в залежності від зазнаної деформації, до різних типів петрофізичних середовищ.

Таблиця 1.2. Петрощільнісна генетична класифікація гранітоїдів

Петрощільнісна градація (М. І. Толстой, А. П. Гожик, [58])						Критерії ідентифікації палеорежиму, [58]						Петрофізичні типи середовищ структуроутворення, [34]								
Тип	Клас		Переважаючий тип деформації	Структурне середовище		$\rho_P/\rho_в$	$П_з$	$П_в$	V_p/V_s	V_p	maxD	ρ	G	E	μ	Θ	H	$\sigma_{ст}$	$K_{пк}$	$K_{пл}$
				тип	рудний контроль	б.р.	%	%	б.р.	км/с		кг/см^3	10^4 МПа		б.р.	К	кг/мм^2	МПа	б.р.	б.р.
Ущільнені	Первинно		-			<1	<2,5	<0,2		>5,5										
Ущільнені	вторинно	по первинно ущільненим	Пластичні	в'язко-міцний	екрану юче	<1	<2,0	<0,15	>1,67	5,5-6	A_{Vs}; V_S; $П_B$; A_{Vp}									
Ущільнені	вторинно	по первинно ущільненим	Крихкі	в'язко-міцний	екрану юче	<1	<2,0	0,1-0,3	<1,67	<5,6	$П_B$; V_P; A_{Vp}; A_{Vs}	2,7-3,5	0,01-1	3,0-5,0	0,25-0,35	350-500	200-450	150-350	-5÷0	1,5-3
Ущільнені	вторинно	по первинно розущільненим	Пластичні	пластично-маломіцний	екрану юче	<1	1,5-3	<0,2	>1,67	5-5,8	A_{Vs}; V_S; ρ_0; $П_З$	1,5-3	0,001-0,2	1,5-2,5	0,3-0,45	50-250	50-100	40-100	-2÷0	3-5
Ущільнені	вторинно	по первинно розущільненим	Крихкі	пластично-маломіцний	рудовмісне	<1	1,5-3	>0,2	<1,67	<5,5	$П_З$; $П_B$; V_P; ρ_0; V_S									
Розущільнені	Первинно				рудовмісне	>1	>2,5	0,1-0,3		>5,5										
Розущільнені	вторинно	по первинно ущільненим	Пластичні		рудовмісне	>1	2-3	0,2-0,3	>1,67	5,4-6	A_{Vs}; A_{Vp}; ρ_0; $П_З$									
Розущільнені	вторинно	по первинно ущільненим	Крихкі	крихко-маломіцний	рудовмісне	>1	2-3	0,2-0,7	<1,67	<5,5	$П_B$; V_P; $П_З$; ρ_0	1,5-2,5	>0,5	1,0-2,0	0,1-0,2	50-150	100-200	20-70	+1÷+5	1,5-2
Розущільнені	вторинно	по первинно розущільненим	Пластичні		рудовмісне	>1	>3,0	0,2-0,5	>1,67	5-5,6	A_{Vs}; V_S; A_{Vp}; V_P									
Розущільнені	вторинно	по первинно розущільненим	Крихкі	крихко-міцний	рудовмісне	>1	>3,0	0,4-2,0	<1,67	<5,3	V_P; $П_B$; A_{Vp}; A_{Vs}	<2,8	0,1-0,5	2,5-4,5	0,1-0,25	100-350	250-400	100-250	0÷+1,5	1,1-1,5

Примітка. maxD – підвищена дисперсія ознак (за їхньою значущістю).

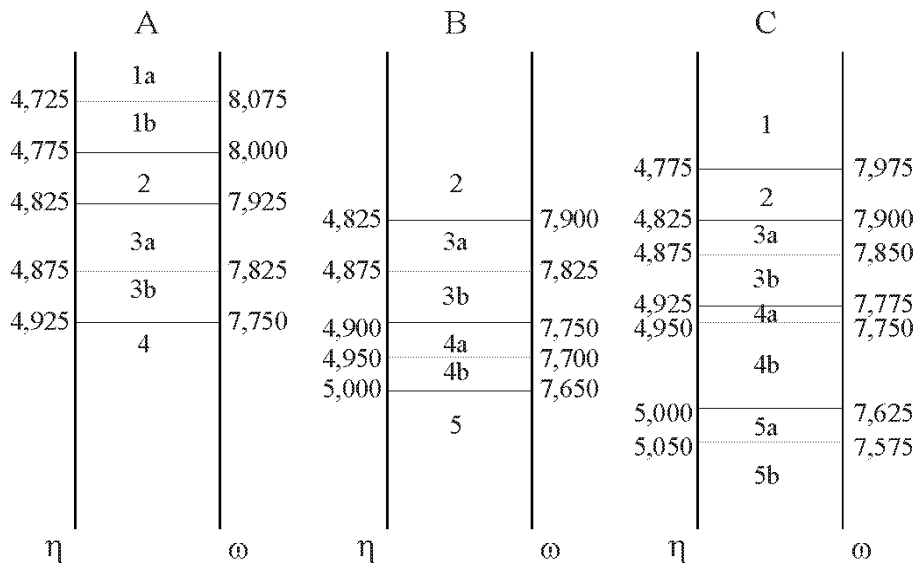


Рис. 1.2. Шкала визначення відносної глибинності утворення гранітоїдів за кристалохімічною щільністю (η) та структурною рихлістю (ω):

А – лейкограніти, граніти, гранодіорити; В – плагіограніти, тоналіти, кварцові діорити; С – сієніти, монцоніти, чарнокіти, ендербіти.

Рівні глибинності: абісальний (дуже великий, код «5»), мезоабісальний (великий, код «4», середній, код «3» і малий, код «2») та гіпабісальний (дуже малий, код «1»); код акропідфацій - «а», код ультрапідфацій - «b»

Класифікація має ієрархічний порядок, де послідовно виділяються *типи структур*, які містять *петрофізичні класи*, які, у свою чергу, на основі певних споріднених асоціацій фізико-механічних властивостей поділяються на *петрофізичні групи*. Деякі петрофізичні групи можна зіставити з структурними типами петрофізичного середовища [34]: 1) крихкі маломіцні; 2) крихкі міцні; 3) пластично-маломіцні; 4) в'язко-міцні.

Правила виділення петрофізичних груп:

1) близькість складу, текстурно-структурних особливостей;

2) належність порід групи до одного геологічного процесу і близькість процесів їхньої структурно-деформаційної історії;

3) спорідненість набору фізико-механічних ознак (тобто сталість так званих петрофізичних асоціацій – наявність значущих парних або/та множинних коефіцієнтів кореляції між петрофізичними ознаками; схожість трендів залежностей між провідними фізико-механічними параметрами; близький рисунок мір подібності об'єктів тощо), що підтверджується мінімумами внутрішньогрупової дисперсії і максимумами міжгрупової дисперсії за великим числом ознак.

4) наявність провідних петрофізичних, речовинних та мікроструктурних ознак, коли їх дисперсія значно більша за середньогрупову.

Наступний крок узагальнення – об'єднання петрофізичних груп в петрофізичні класи, що включає комплекс різнотипних порід, які зазнали однотипних перетворень (метаморфогенних, тектогенних).

Порівняльний кількісний аналіз можливий як по вертикалі – через комплексний аналіз геологічного об'єкта з детальною характеристикою та інтерпретацією всіх реконструйованих стадій його розвитку, так і по горизонталі – через зіставлення однакових петрофізичних типів різних геологічних об'єктів для з'ясування особливостей їхнього геологічного розвитку та кореляції.

Петрофізичні типи. Недеформовані породи характеризуються малою варіативністю V_p, а вектори швидкостей V_p за різними напрямками рівні між собою. Величини A_{Vp} мінімальні і близькі до 1, коливання її не перевищують ±0,06. Для таких порід характерне хаотичне розташування мінералів і відсутність деформацій у мінералах. Мінерали, що кристалізуються першими (наприклад, плагіоклази), відрізняються доброю збереженістю. Для кварцових зерен характерне однорідне згасання всього зерна.

Може відбувається закриття пор і мікротріщин, широко проявлятися пластична деформація, а також виникати нові системи мікротріщин і зон катаклазу, що приводитиме до суттєвого зростання пористості та пониженню всіх пружних характеристик. Причина подібної поведінки порід полягає у різних вихідних фізико-механічних властивостях. Первинно рихлі високопористі утворення в умовах стиску сильно ущільнюються, а в щільних масивних породах, навпаки, відбувається крихке руйнування [6, 19, 33]. Очікується, що ідеалізований петрофізичний відгук на збільшення жорсткості середовища полягатиме у зростанні швидкості сейсмічних хвиль, а ущільнення, навпаки, у їхньому зменшенні. Натомість, відхилення фігуративних точок від лінії V_p/ρ - V_s/ρ в бік підвищення величини V_s/ρ означатиме збільшення зсувної компоненти в проходженні пружної хвилі в гірській породі внаслідок збільшення її кристало-мінералогічної анізотропії, накладення директивних напруг, орієнтованого зменшення пористості та проникності тощо. Максимальні значення пружних хвиль розташовуються в площині переважаючого регіонального поля напружень, а мінімуми перпендикулярні до цього напрямку. Тобто, при палеореконструкціях важливо встановити фізико-механічні властивості, якими породи володіли до процесів динамічного метаморфізму, який обумовлює, причому неодноразову, деформацію порід і викликає анізотропію фізико-механічних властивостей.

Із збільшенням ступеня деформаційних змін зазвичай зменшується поровий простір у гірській породі. Ущільнення за рахунок вільного простору відмічається при накладенні тільки всебічного тиску для порід, які зазнали до того у своїй історії стадію деформаційних змін у твердому стані. У зразках, які зазнали деформацію, встановлюється декілька систем тріщин. Перша представлена тріщинами відриву, які розвиваються субпаралельно до головної осі стиску. Механізми деформації, які їх спричинюють, викликані напругою стиску усіх напрямів. У другу систему входять тріщини сколювання, які розташовуються під кутом до неї. До третьої системи належать також тріщини розтягу, зафіксовані перпендикулярно до осі стиску; причому розтягуюча напруга найменша за величиною.

Під дією тектонічних полів напружень *крихко-маломіцний* тип петрофізичного середовища зазнає інтенсивного тріщиноутворення внаслідок як підвищеної крихкості, так і низької міцності. Це призводить до масового виникнення, швидкого росту і злиття дрібних тріщин (переважають тріщини сколювання і відриву) у крупні аж до формування тектонічних порушень (будинаж, зони дроблення), чому сприяє великий об'єм порового простору порід [33].

В умовах нерівномірного стиску в однорідних породах відбувається розвиток порушень в основному зсувного характеру, які є результатом концентрації напружень на окремих ділянках в результаті пружної анізотропії наявних мінералів. На контакті двох середовищ під тиском виникають додаткові напрямки порушень, пов'язані з відмінністю пружних і міцнісних властивостей, при цьому в найменш міцній породі відбувається зростання числа порушень у зоні контакту.

У структурно-петрофізичному плані для крихких середовищ характерні низькі значення пластичних параметрів. При цьому для крихко-маломіцного середовища встановлюються низькі величини пружно-міцнісних властивостей. Причому спостерігається різке зниження середніх значень швидкостей пружних хвиль, в першу чергу поздовжніх. Вектори швидкостей V_p в цих породах менші за величиною, а також не рівні між собою. Коливання A_{Vp} також значне ±(0,12–0,19). Відношення V_p/V_s в гранітоїдах зазвичай менше за 1,67. Характерні аномально високі значення фільтраційно-пористих властивостей.

Для *крихко-міцнісного* типу характерний розвиток переважно дрібносколової тріщинуватості, меншою мірою проявлені зони дроблення і розривні порушення. Це пов'язано з високими пружно-міцнісними параметрами порід, підвищеними – фільтраційних властивостей і Пе. Причому рівень ємнісно-фільтраційних властивостей порід крихко-міцнісного типу нижчий у порівнянні з відповідними показниками крихко-маломіцних порід. Типовими породами цього середовища є кислі і середні ефузиви і субвулканічні тіла, метаморфізовані пісковики і кварцити, дрібнозернисті гранітоїди, скарноїди, роговики, гнейси.

Пластично-маломіцний тип характеризується мінімальними рівнями фільтраційно-ємнісних параметрів. Механізми деформацій внаслідок низької міцності порід реалізуються переважно в тріщинах відриву, і в них можуть виникати окремі розривні структури, складчастість різних типів і масштабу. Геологічні структури, які представляють пластично-маломіцний тип – тонкозернисті тонкошаруваті теригенні відклади (сланці, алевроліти), різні карбонатні породи, серпентиніти, лиственіти, слюдисті метасоматити, туффіти, глини, евапоріти.

В'язко-міцнісний тип окрім підвищених величин пластичних параметрів характеризується високою міцністю і пружними модулями. Це призводить до найвищого розвитку деформацій опору серед всіх петрофізичних середовищ. При пластичній деформації порід спостерігається певне зниження величини V_p (у порівнянні з недеформованими породами). Вектори V_p не рівні між собою, а величина A_{Vp} складає ±(0,10-0,25). Значення відношень V_p/V_s зазвичай більші за 1,67. Пористість незмінених порід цього петрофізичного середовища незначна. Складчастість і розривні порушення можуть проявлятися у вигляді окремих крупних структур, пов'язаних із рухами регіонального рівня в зонах впливу глибинних розломів. Цей тип середовища представлений ультраосновними і основними інтрузивними та ефузивними утвореннями, регіонально-метаморфізованими породами високих ступенів метаморфізму (деякі типи гнейсів, грануліти, амфіболіти), деякі різновиди скарнів і роговиків (плагіоклаз-піроксенові, піроксенові). Для таких порід характерна поява гнейсуватості, що обумовлено орієнтацією мінеральних складових в одному напрямку, розвиток елементів пластичної течії. Для польових шпатів характерне викривлення двійникових пластинок, нове двійникування, трансляційне ковзання. Для біотитових пластинок характерне викривлення самих пластинок і їхнє різке плеохроїчне погасання. Часто відбувається грануляція крупних зерен кварцу, у цьому випадку кожен блок мінералу має свій кут погасання. Крихкі порушення, якщо вони є, розташовуються у межах мінералів.

Петрофізичні класи. В умовах стиску/розтягу можуть формуватися і діорити, і лейкограніти. Виходячи з цього, не існує функціонального зв'язку між величиною об'ємної густини і належністю до того чи іншого петрощільнісного класу [30]. Відмінності умов утворення знаходять відображення в величині відкритої і закритої пористості, об'ємі газово-рідинних включень і ступені стиску/розтягу гратки однотипних мінералів тощо. Додатковим критерієм ідентифікації може слугувати величина відношення кристалохімічної і об'ємної густини – його зменшення (збільшення) вказує в разі відсутності істотних змін складу на ущільнення/розущільнення порід.

Вирішальним чинником, вплив якого на величини пружних параметрів гранітоїдів простежується повсюдно, є тип і величина пористості. Відзначається також слабка залежність значень V_p від величини структурної пористості, і сильна обернена нелінійна залежність між V_p і текстурною пористістю.

З метою розділення впливу породотвірних та епігенетичних процесів у петрощільнісній класифікації застосовано терміни «первинно» і «вторинно». Поняття «первинно» узагальнює умови, за яких відбувалося становлення породи, внаслідок чого вона власне й набула свого вигляду (протокристалізація, перекристалізація тощо) і було сформовано більшу частку породотвірних мінералів. Поняття «вторинно» інтегрує вплив всіх наступних перетворень породи (метасоматоз, деформація різних типів), які, однак, не призвели до переходу в нову якість – нову породу.

Стосовно докембрійських утворень, поняття «вторинно» є достатньо умовним (внаслідок багатоактності процесів перетворень, яких зазнала більшість порід) і відображає або найпотужніший з епігенетичних процесів, або переважаючий режим змін. Поняття «ущільнення» і «розущільнення», що також використовуються в класифікації, є індикаторами типу геодинамічного режиму (стиск-розтяг) при формуванні (первинно) або перетворенні (вторинно) породи. Для формалізації термінології варто використовувати позначення [17]: W – загальне геодинамічне напруження (сумарний ефект гідростатичного тиску (стиску) і накладеного тектонічного напруження); $(\Delta W)_{P,T}$ - зміна геодинамічного напруження, обумовлена зміною додаткової тектонічної напруги: $-\Delta W$ - падіння напруги або розтяг; $+\Delta W$ - зростання напруги або стиск (табл. 1.3).

Таблиця 1.3. Тренд комплексу петрофізичних параметрів для типових палеообстановок

Тренд	Реконструйована палеообстановка
Зниження μ при зростанні напруги	Прогресуючий стиск або розвиток процесів знеміцнення гірських порід
Зниження $\rho_P/\rho_в$, $П_з$ при зростанні V_p, V_s	Ущільнення
Зниження V_P, V_S, $П_З$, ω, при зростанні ρ	Ущільнення вторинне
Зростання V_p/V_s, μ при зниженні $П_з$	Розущільнення
Зростання показників $\rho_P/\rho_в$ $П_з$, при зниженні V_p, V_s	

Зниження V_P, V_S, ρ при збільшенні $П_з$, $П_е$	Розущільнення вторинне

Петромагнітна генетична класифікація. В генетичній петромагнітній класифікації (табл. 1.4) реалізовано дихотомічний поділ вибірки гірських порід з критеріальним значенням æ в 0,001 од. СІ. За результатами досліджень масиву петромагнітних даних по докембрійських гранітоїдах УЩ, Балтійського щита, фанерозойських утвореннях Закарпаття і Центрального Казахстану [8, 46, 53, 54], А. В. Сухорада породи з æ більше цієї рубіжної величини класифікує як «магнітні», а при величині æ<0,001 од. СІ – як «немагнітні» (або слабкомагнітні, за [60]). Таким чином, класифікація носить напівемпіричний характер. Належність до немагнітного типу засвідчує переважаючу роль фемічних мінералів в формуванні індуктивної намагніченості порід, а належність до магнітного типу – про наявність достатньої кількості феромагнетиків. Досліджуючи магнітні властивості із застосуванням петрографічної інформації [46, 47], можна дійти певних висновків про час формування «магнітного вигляду» породи відносно часу формування самої породи: первинність (сингенетичність) і вторинність (епігенетичність). Клас первинно немагнітних гранітоїдів поділяється на два підкласи: насичених (формувалися в відновному середовищі) і ненасичених залізом. Гранітоїдні утворення магнітного типу формувалися за умов високої летючості кисню, а належність порід до класу вторинно магнітних свідчить про прогресивне нарощування парціального тиску кисню ($f \approx P_{H_2O}$). Останнє, щоправда, може бути й причиною вторинної немагнітності первинно магнітних порід внаслідок руйнації (окиснення) феромагнітних мінералів.

Таблиця 1.4. Петромагнітна класифікація гранітоїдів (за А. В. Сухорадою [46])

<table>
<tr><th colspan="3">Петромагнітна градація</th><th colspan="3" rowspan="2">Критерії ідентифікації</th></tr>
<tr><th>Тип</th><th>Клас</th><th>Підклас</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Магнітний (М)</td><td>первинний (ПМ)</td><td>не виділено</td><td rowspan="2">æ>0,001 од. СІ</td><td colspan="2">Феромагнітні мінерали сингенетичні більшості породотвірних мінералів</td></tr>
<tr><td>вторинний (ВМ)</td><td>не виділено</td><td colspan="2">Феромагнітні мінерали вторинні стосовно більшості породотвірних мінералів</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Немагнітний (НМ)</td><td rowspan="2">первинний (ПНМ)</td><td>не насичених залізом (ДЗ)</td><td rowspan="3">æ<0,001 од. СІ</td><td>Fe_2O_3<0,6%</td><td rowspan="2">Сліди існування феромагнітних мінералів відсутні. Породи, як правило, магнітом’які</td></tr>
<tr><td>насичених залізом (НЗ)</td><td>Fe_2O_3>0,6%</td></tr>
<tr><td>вторинний (ВНМ)</td><td>не виділено</td><td colspan="2">Спостерігаються сліди існування феромагнітних мінералів та їх руйнування (мартитизація тощо). Окиснення заліза високе. Переважають магнітожорсткі утворення.</td></tr>
</table>

Петрорадіоактивна генетична класифікація. Петрорадіоактивна класифікація ґрунтується на одному критерії – сумарній активності природних гамма-випромінювачів в діапазонах, запропонованих в [46] за результатами вивчення радіоактивності гранітоїдів Українського щита:

- низько радіоактивні (ЗР<$30 \cdot 10^{-14}$ А/кг);
- слабко радіоактивні (ЗР=$30 \div 60 \cdot 10^{-14}$ А/кг);
- нормально радіоактивні (ЗР=$60 \div 100 \cdot 10^{-14}$ А/кг);
- підвищено радіоактивні (ЗР=$100 \div 170 \cdot 10^{-14}$ А/кг);
- високо радіоактивні (ЗР=$170 \div 250 \cdot 10^{-14}$ А/кг);
- аномально радіоактивні (ЗР>$250 \cdot 10^{-14}$ А/кг).

Варто зауважити, що у величину загальної радіоактивності (ЗР) гранітоїдів перших двох типів істотний вклад вносить випромінювання калію, а в останніх двох переважає дольовий вклад торію і урану, хоча загалом природа ЗР (дольовий вклад K^{40}, U і Th) конкретних геологічних об’єктів, що належать до одного типу, може й істотно відрізнятися.

1.5.4. Узагальнена схема проведення реконструкції палеоумов

Комплементарне поєднання петрощільнісної, петромагнітної та петрорадіоактивної класифікацій, інформації щодо реконструкцій глибинності, фугітивності кисню в єдину генетичну петрофізичну класифікацію дозволяє отримати різнорівневу характеристику геологічного об’єкта.

Паралельне петрографічне дослідження зразків дозволяє робити достатньо обґрунтовані висновки про умови утворення порід: стиск - розтяг, тип деформації, окиснювально-відновні умови. Домінуючу роль при цьому відіграє петрощільнісна класифікація як найбільш консервативна щодо відображення сингенетичних умов на протилежність особливостям речовинного мікроскладу, які не завжди пов'язані з процесами утворення порід, а можуть бути або успадкованими, або пов'язаними з епігенетичними змінами.

Узагальнена схема аналізу фізичних властивостей гранітоїдних утворень:

- визначення статистичних параметрів фізичних характеристик (середнє, дисперсія, асиметрія, ексцес, мода);
- обчислення (за мінеральним складом) структурної рихлості, кристалохімічної щільності і об'ємної густини (розрахованої);
- визначення кореляційних зв'язків між петрофізичними параметрами і, по можливості, характеристиками складу;
- побудова диваріантних петрофізичних діаграм для визначення трендів зміни ознак;
- визначення тих величин фізичних характеристик, які відповідають мінімальному рівню вторинних змін та максимально наближені до ізотропних умов (за величинами і співвідношеннями V_P, V_S, V_P/V_S, Π_E та петрографічною інформацією);
- розрахунок додаткових показників палеоумов;
- ідентифікація породи згідно з петрощільнісною, петромагнітною та її радіоактивною природою;
- визначення рівнів глибинності;
- розшифровка комбінацій ознак, що дозволяють реконструювати напружено-деформаційний палеостан порід:
    - в координатах питомого хвильового опору «V_p/ρ – V_s/ρ» за розташуванням фігуративних точок гірських порід визначається відносна інтенсивність компресійно-зсувної напруги. Якісне оцінювання переважання компресійної чи зсувної компоненти дозволяє додатково визначити тип напружено-деформаційного палеорежиму: однобічний стиск-розтяг, всебічний стик-розтяг, стрес тощо;
    - вивчення даних щодо величин відношення пружних швидкостей та їх анізотропії, що дозволяє проаналізувати виникнення неоднорідних і однобічних (стресових) палеорежимів. Зокрема, за наявності даних вимірювання пружних характеристик в орієнтованих зразках можна відновити максимуми і мінімуми швидкостей поздовжніх хвиль, поперечних хвиль, а потім модуля пружності, і встановити коефіцієнт метаморфогенної анізотропії (K_E), що пропорційний ступеню деформованості породи і є мірою, яка дозволяє судити про інтенсивність деформаційних процесів. Число векторів максимумів швидкостей поздовжніх хвиль показує зміну планів деформацій на окремих етапах геологічної історії;
    - вивчення анізотропії магнітної сприйнятливості, обумовленої в цьому випадку орієнтацією фемічних мінералів;
- опис реконструйованих умов утворення і перетворення порід, встановлення тенденцій до накопичення/виносу мікроелементів; бар'єрної/акумулятивної ролі петрофізичних типів.

За результатами проведених за такою схемою досліджень, вдається реконструювати особливості умов породоутворення. В ідеальному випадку підсумкова інформація виглядатиме таким чином: порода сформована в умовах <тип режиму> <режим> при <тип деформацій> та <окиснювально-відновний потенціал середовища> на <індекс глибинності> глибинах, після цього була змінена за умов (аналогічний по структурі перелік характеристик), пов'язаних з виносом <список елементів> і привнесенням <список елементів>.

На завершальному етапі досліджень проводиться побудова просторових геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів з метою визначення рудоконтролюючих ознак для металогенічного прогнозування.

Розділ 2
СТИСЛИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНИЙ НАРИС

2.1. Геолого-структурне положення гранітоїдів Брненського та Дійського масивів

На території Чехії гранітоїдні утворення представлені досить широко, створюючи один з найбільших у Центральній Європі Чеський (Богемський) масив, серію масивів Західних Карпат, смугу гранітоїдних тіл північно-східного субмеридіонального простягання, що поділяє перші дві структури і представлена магматичними і метаморфічними утвореннями Дійського, Брненського та інших масивів, які відомі у геологічній літературі під назвою Брунія, а також як Бруновістулікум (БВТ) [79, 90] або Бруновістуліан [88] (рис. 2.1). Контакти Чеського масиву у більшості випадків є тектонічними. Масив (тут мається на увазі виступ фундаменту, що об'єднує гранітоїди та продукти «кратонізації», які з ним асоціюють) є східною частиною варійської епіплатформи Західної Європи, виступаючи в якості однієї з найбільш жорстких консолідованих її частин. У той же час, завдяки своїй первинній припіднятості він являє собою, у деякій мірі, самостійну структурну одиницю. Повна консолідація цього платформного блоку (Чеського масиву) сталася не пізніше пермського періоду, починаючи з якого, він є найбільш «консервативним» утворенням по відношенню до наступних геотектонічних процесів.

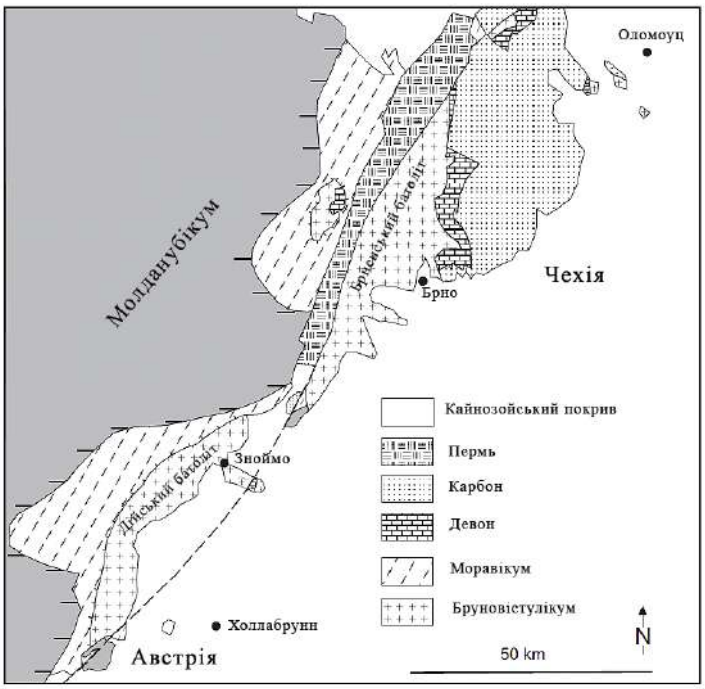


Рис. 2.1. Схема тектонічного районування східної частини Чеського масиву, за Дж. Лейшманом і В. Хоком [91]

Брненський та Дійський масиви приурочені до опущеної східної частини Чеського масиву у межах Моравського блоку, який у свою чергу, судячи зі складу кристалічного фундаменту, є периферійним елементом епіварійської Середньоєвропейської платформи. При цьому склад, ступінь метаморфізму, характер дислокацій супракрустальних утворень західної частини БВТ фіксують не лише варійські, але й пізніші тектонічні рухи, тоді як східна знаходилася під впливом тектонічних процесів, пов'язаних з асинтським орогенезом. Моравський блок поділяє область Молданубського підняття варійського міжгірського стабільного блоку та Карпатського крайового прогину. Разом з тим, тектонічне зчленування з Карпатською системою суттєво вплинуло на блокову сегментацію БВТ. Уся територія Моравського блоку поділена тектонічними порушеннями на цілу низку ділянок (блоків більш низького порядку), причому тектонічний стиль такого розчленування у різних районах вирізняється. Для БВТ, поряд з субмеридіональними та північно-східними порушеннями, характерні субширотні та південно-східні структури (такі структури

виразно фіксуються геофізичними методами), у той час як у західній частині Моравського блоку (область західноморавського кристалінікуму) та Босковицького прогину останні відсутні, оскільки вплив альпійсько-карпатського тектогенезу тут суттєвого значення не має.

БВТ являє собою консолідований блок земної кори, що має тектонічні границі, якими слугують: на заході – крупний регіональний Босковицький розлом, на сході – Перип'єнінський глибинний розлом, на півночі – Лабський глибинний розлом та на півдні – Шумавська зона розломів глибинного залягання. Типовим представником структурних елементів, що характерні для Середньоєвропейської платформи, є Босковицька грабеноподібна зона субмеридіонального простягання.

Супракрустальні товщі південної частини БВТ (метаморфізовані вулканогенно-осадові товщі) за складом нагадують протерозойські утворення центрально-чеської області (не виключається також їх більш давній вік). За даними [78-80] супракрустальні породи, що утворюють Молданубікум та Бруновістулікум, суттєво вирізняються.

Для загального структурно-тектонічного плану БВТ найбільш типові субмеридіональні та південно-східні, близькі до субширотного, структурні напрямки, перший з яких більш давній, пов'язаний, скоріш за все, з формуванням самого плутону, а другий – більш молодий, зумовивший тектонічні перебудови Брненського та Дійського масивів. Альпійські напрямки, типові для Карпат, розчленували вже стабілізовану БВТ. Інтенсивна ремобілізація фундаменту в варійський тектогенез й призвела до складчастості і слабкого метаморфізму девонських та нижньокам'яновугільних утворень окремих ділянок БВТ. У східній його частині палеозойські відклади мають платформний характер.

Брненський масив створює найбільш припідняту частину БВТ. До нього також відноситься Дійський масив та низка невеликих гранітоїдних тіл Гірськоморавської області. На півночі, сході та півдні контакти Брненського масиву з палеозойськими відкладами Середньої Моравії та товщами Передкарпатського прогину носять трансгресивний, а найчастіше і тектонічний характер. На заході Брненський масив контактує по крупному регіональному розлому з Босковицькою «грабеноподібною» зоною, складеною здебільшого відкладами пермі та карбону. Як з'ясовано дослідженнями Й. Щтельцла та ін. [74, 103], асиметрична Босковицька зона зчленовується з Брненським масивом по тектонічному шву з генеральним падінням на схід під тіло плутону. Судячи з цих даних, впровадження плутонічного тіла Брненського масиву відбувалося у зоні активізації вздовж цієї первинної тектонічної депресії, що відділяла Чеський масив від Західних Карпат. Подальше розчленування Брненського і Дійського масивів на окремі блоки визначалося окремими зонами південно-східного простягання.

Сам Брненський масив складається з низки генетично пов'язаних магматичних утворень, починаючи з основних та ультраосновних порід Метабазитової зони (тут присутні також ефузивні товщі, склад яких змінюється від основних до кислих) та закінчуючи гранітоїдами власне Брненського плутону. У складі породної асоціації мають місце також різні типи жильних порід.

Гранітоїди масиву містять релікти кристалічного фундаменту, серед яких переважають біотитові парагнейси та амфіболіти різного ступеня мігматизації, різноманітні типи скарнів та скарноїдів, а також давні діорити.

У цілому на деяких ділянках, особливо у південній частині Брненського масиву, покрівля кристалічних порід фундаменту збережена та представлена переліченими вище видами порід.

Брненський масив, за даними [74], розчленовується на три зони: дві гранітоїдні – Західну та Східну, між якими розміщується так звана Метабазитова зона, видовжена, згідно з простяганням всього масиву, у субмеридіональному напрямку (рис. 2.2).

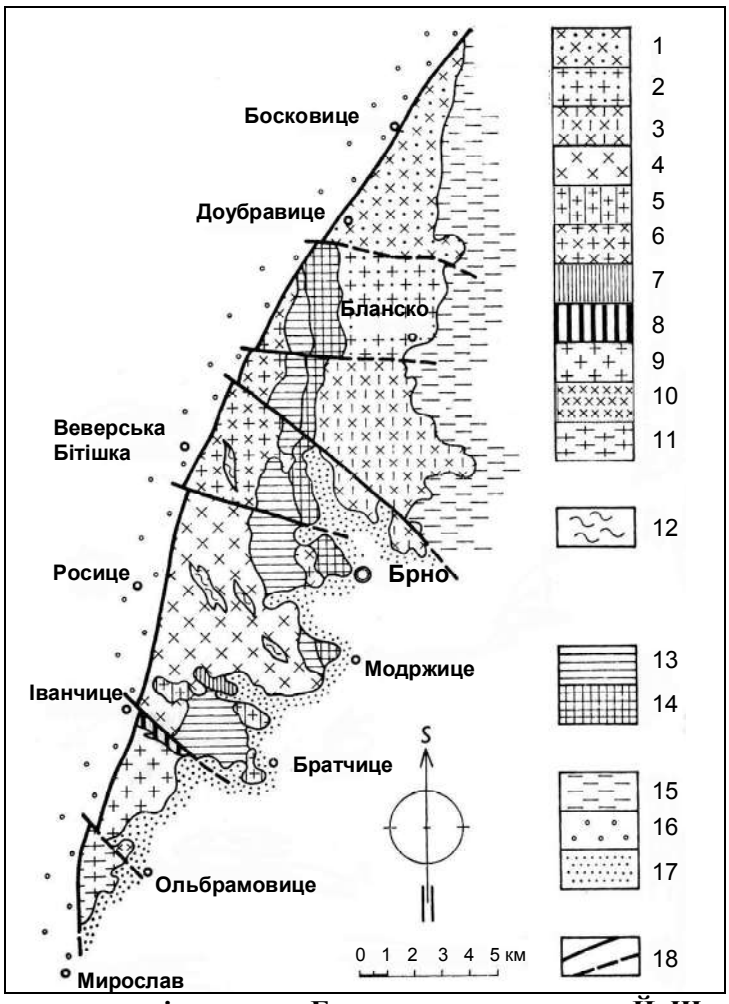


Рис. 2.2. Схематична геологічна карта Брненського масиву, за Й. Штельцл та ін. [74]: Петрографічні типи гранітоїдів (1–11): північний блок: 1 – Доубравице, 2 – Бланско; центральний блок: 3 – Кралово Поле, 4 – Тетчице, 5 – Коунице, 6 – Веверська Бітішка, 7 – Глина; південний блок: 8 – Рена, 9 – Крумловський Ліс, 10 – Ведровице, 11 – Ольбрамовице; 12 – мігматити, амфіболіти, гнейси, кварцити. діорити; 13 – метадіоритова субзона; 14 – метадіабазова субзона; 15 – середньоморавський палеозой; 16 – пермокарбон Босковицької борозни; 17 – неоген Карпатського прогину; 18 – розривні порушення.

Східна гранітоїдна зона на відміну від Західної характеризується досить монотонним петрографічним складом та представлена гранодіоритами типу Доубравице, Бланско, Кралово Поле. Кристалічна основа плутону збереглася лише поблизу Біловиць та Адамова. Незначно проявлений зв'язок плутонічних та метаморфічних утворень особливо в її східній частині. Приконтактові зміни, зафіксовані у Доубравице, виражаються у вигляді слабкого розвитку альбітизації.

Західна гранітоїдна зона вирізняється набагато більшим розмаїттям речовинного складу та структурних форм. Тут представлені гранодіорити Веверська Бітішка, Рена, Крумловський Ліс, Ведровице, Ольрамовице, граніти Тетчице, Коунице, Глина. При цьому гранодіорити Рена та лейкократові граніти Глина проявлені досить локально. Гранітоїдам Західної зони характерна загальна тенденція до підкислення гранітоїдних утворень аж до нормальних гранітів. Дещо складніший і генезис цих порід (тут чітко проявлена контамінація порід кристалічної основи, що фіксується у вигляді останців мігматитів, амфіболітів, гнейсів, кварцитів та діоритів, що досить часто зустрічаються у межах блоків Коунице та Тетчице). У гранітоїдах Східної зони спостерігається й низка інших неоднорідностей, серед яких варто відмітити наявність жил аплітових та пегматитових порід у апікальних частинах інтрузивного масиву. Ф. Фінгер та ін. [81, 82, 98, 106], виходячи з хімічного та ізотопного складу, відносить гранітоїди цієї зони до активних континентальних окраїн Гондвани, а Східної – до острівно-дугових утворень. Вік гранітоїдів обох зон визначений в часовому інтервалі 590–580 млн років [77, 86]. Приблизно 600 млн років тому гранітоїди БВТ зазнали регіональних метаморфічних перетворень як результат реакції на процеси

зіткнення (колізії) острівної дуги і континенту [96, 97], що відбувалися у цей час. Ці ж дослідники вважають за доцільне відносити Брненський та Дійський масиви до постколізійних утворень. Розрізняються гранітоїди Західної та Східної зон Брненського масиву також і за результатами ізотопних досліджень. Так, для магматичних утворень Східної зони величини $^{87}Sr/^{86}Sr$ відношення визначені в діапазоні 0,704–0,705, ε_{Nd} від 0 до 3, тоді як для гранітоїдів Західної на рівні 0,705–0,707, ε_{Nd} від -1 до -2.

Метабазитова зона (або офіолітовий пояс, за [91]) Брненського масиву завширшки до 10 км простягається у субмеридіональному напрямку, згідно з простяганням гранітоїдного плутону, на 70 км від Чорної Гори на північ до Брно на півдні, занурюючись потім під неогенові відклади Карпатської системи. В околицях Моравських Браниць зустрічаються досить крупні за величиною блоки, складені породами Метабазитової зони, вмісними утвореннями яких є гранітоїди Брненського масиву. Метабазитова зона є досить різноманітним утворенням, що представлено парагенезисом плутонічних і вулканічних порід. У її складі виділяють західну метадіоритову та східну метадіабазову (метабазитову, за [87]) субзони. Перша з них складена діоритами, габро-діоритами, габро та гіпербазитами [97]. Ця субзона інтерпретується як частина офіолітової послідовності. При цьому Ф. Фінгер зазначає, що однозначних доказів щодо офіолітового генезису утворень вулканічної підзони на даний час немає. Контакт метадіоритової субзони з метадіабазовою тектонічний. Тектонічно змінена також зона контакту між метадіоритовою субзоною і гранітоїдами Західної зони. Метадіабазова субзона складена афанітовими породами діабазового складу, що мають поступові переходи до діоритів.

У цілому Метабазитова зона інтенсивно тектонічно зруйнована і містить різноманітні мілоніти та катаклазити. Зона є найдавнішим магматичним утворенням Брненського масиву, оскільки вік ріолітів, що поширені в межах метадіоритової субзони, визначений на рівні 725 млн років [97, 98], в той час як вмісні гранітоїди, як вже зазначалося, сформувалися в діапазоні 600–580 млн років. Метабазитова зона утворює асиметричну синформну структуру, що спрямована у південно-східному напрямку до Карпатського прогину. В її межах чітко простежується магматична зональність, хоча розташування тіл гіпербазитів частіше за все не узгоджується з нею. Такі тіла зазвичай представлені піроксенітовим рядом з доволі високим ступенем серпентинізації. Іноді вони асоціюють з лейкократовими кварцовими діоритами.

На особливу увагу при визначенні часу становлення БВТ заслуговує наступний факт. У межах Карпатського прогину, за даними А. Дудека [78], свердловинами були вскриті метаморфічні утворення, що схожі з метаморфітами цієї структури. Одна з дат абсолютного віку гранітоїдів по керну з бурових свердловин Карпатського прогину, була отримана рубідій-стронцієвим методом та відповідає 1095–1410 млн років [103]. Таке значення відповідає байкальському геотектонічному етапу. Чеські геологи [74] розглядають БМ і ДМ як асинтські утворення.

Дійський масив (рис. 2.3), також як і Брненський, є невід'ємною складовою частиною Чеського мегаблоку і відноситься до південного продовження гранітоїдного тіла БВТ (включно з Брненським масивом). Північна границя Дійського масиву проходить у районі міст Твориграз та Вировице. На сході на гранітоїдні утворення Дійського масиву трансгресивно налягають осадові породи неогену. На заході гранітоїдне тіло масиву контактує з метаморфічними утвореннями палеозою, які представлені кварцитами, гнейсами та філітами. У цілому геолого-тектонічна позиція Дійського масиву аналогічна Брненському. Масив складений гранодіоритами Вировице, Унанов, Зноймо, гранітами Тасовице, Машовице, Богуславський Рибнік. Гранітоїди масиву містять різноманітні за формою та розмірами останці амфіболітів, гнейсів та кварцових діоритів. У Дійському масиві повсюдно поширені жили та дайки, представлені переважно аплітами, пегматитами та порфіритами. Пегматити часто утворюють чечевицеподібні великі тіла та частіш за все зустрічаються західніше Машовиць.

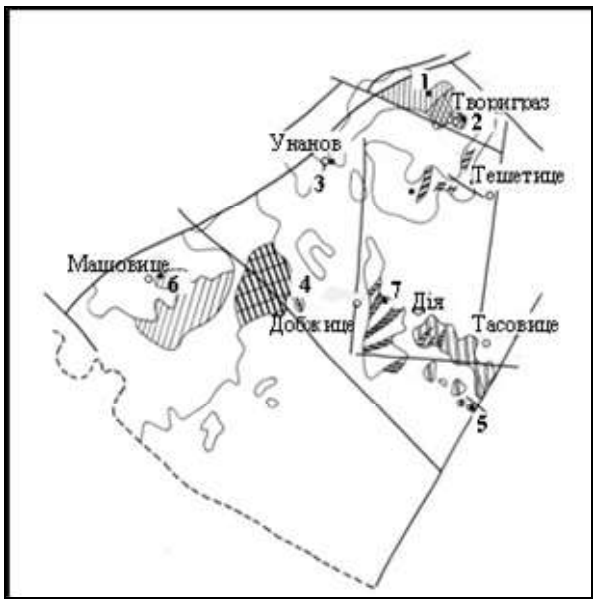


Рис. 2.3. Схематична геологічна карта Дійського масиву, за П. Батік [72]:
Петрографічні типи гранітоїдів і точки їх відбору: 1 – Вировице; 2 – Твориграз; 3 – Унанов; 4 – Зноймо; 5 – Тасовице; 6 – Машовице; 7 – Богуславський Рибнік.

Вік гранітоїдів Дійського масиву, визначений рубідій-стронцієвим методом, оцінюється у 551 [72, 101] та уран-свинцевим – 567 млн років [96] А. Дудек [78] вважає, що інтрузія Дійського масиву давніша, ніж насув Молданубікуму на Моравікум. Крім того, не викликає сумніву факт трансгресивного налягання девонських відкладів на гранодіорити Тасовице (у східній частині масиву). До кадомського тектогенезу І. Вейсс [109] відносить гранодіорити, що контактують зі східною частиною Моравського блоку (західна частина масиву).

Й. Штельцл та ін. [74] за результатами комплексних досліджень геологічної будови БВТ виявили його подібність до структур Феносарматського шита. На їхню думку, з тектонічної точки зору еквіваленти БВТ можливо шукати в Українському або Балтійському щитах.

Гранітоїди Брненського та Дійського масивів, будучи достатньо давніми формуваннями, в принципі є порівнюваними з аналогічними за речовинним складом та генетичними особливостями утвореннями окраїнних блоків Українського щита. Таке зіставлення за цілим комплексом ознак дозволить не тільки вирішити деякі генетичні, стратиграфічні та геолого-тектонічні питання будови цих просторово віддалених об’єктів (тобто, представлятиме науковий та методичний інтерес), але й матиме важливе значення для з’ясування металогенічних перспектив регіонів.

2.2. Мінералого-петрографічні особливості гранітоїдів Брненського та Дійського масивів

Серед дослідників плутонічних утворень докембрію досить міцно утвердилася думка про те, що найбільш перспективним методом з’ясування питань розчленування і кореляції виступає формаційний аналіз, який заснований на виділенні природних асоціацій гірських порід, закономірно побудованих та стійко повторюваних у просторі [5, 9, 35]. Одним з провідних критеріїв при виділенні плутонічних формацій є їх речовинний склад, всебічне дослідження якого є визначальним при формаційному аналізі [9, 31, 32, 35]. Разом з тим, характеристика речовинного складу таких крупних та складно побудованих таксономі чних одиниць, як формація і комплекс, викликає певні труднощі, оскільки вони, як правило, об’єднують декілька породних відмін, що нерідко значно відрізняються за складом і знаходяться в різних кількісних співвідношеннях. Зокрема, В. Л. Масайтіс та ін. [37] розглядають склад формацій як набір видів і різновидів порід, що визначаються за їх петрографічними, мінералогічними і геохімічними ознаками. Тому при детальному вивченні речовинного складу уявляється доцільним характеризувати монопородні складові формації та комплексу – петротипи, під якими розуміються геологічно однорідні утворення, що поширені в конкретному регіоні, сформовані за певних досить близьких структурних, термодинамічних і фізико-хімічних умов, та характеризуються зіставними

особливостями складу, структурно-текстурних ознак і фізичних властивостей [49]. За своєю суттю, *петротип* можна розглядати як об'єктивно існуюче в природі досить однорідне тіло (або групу тіл), який може бути використаний як елементарна таксономічна одиниця при геологічному картуванні.

Таким чином, вирішення питань розчленування, зіставлення і кореляції гранітоїдних та інших кристалічних утворень Брненського (БМ) та Дійського (ДМ) масивів з використанням характеристик речовинного складу і фізичних властивостей доцільно проводити на основі системи опорних петротипів, для яких чітко визначені геологічна позиція та формаційна приналежність.

Такий підхід дозволяє не тільки систематизувати гранітоїдні утворення, але й припускає більш об'єктивну інтерпретацію даних, спрямовану на визначення генетичних типів, фаціальних різновидів, умов формування та перетворення досліджуваних порід.

Назви при характеристиці провідних петротипів гранітоїдних порід БМ і ДМ наводяться у відповідності до рекомендацій Підкомісії з систематики вивержених порід Міжнародного союзу геологічних наук [28]. Як слідує з діаграми А. Штрекейзена (рис. 2.4), серед гранітоїдів цих масивів за особливостями мінерального складу можна виділити три групи порід. Першу утворюють гранітоїди Східної зони Доубравице, Бланско, Кралово Поле, фігуративні точки яких попадають в поле гранодіоритів (II), займаючи в ньому крайнє праве положення на межі з полем тоналітів (I). Гранітоїди Західної зони і Дійського масиву розташовуються в лівій частині поля (II) ближче до класифікаційного поля гранітів (III). Розрізняються гранітоїди обох зон також і за мінеральним складом. У складі порід Східної гранітоїдної зони на відміну від Західної переважають плагіоклази, мало кварцу і калішпату. Вони характеризуються також відносно високим вмістом амфіболу. У класифікаційні поля III (монцограніти) і IV (сієнограніти) попадають наступні петротипи: Тасовице, Машовице, Богуславський Рибнік, Глина, Коунице і Твориграз відповідно.

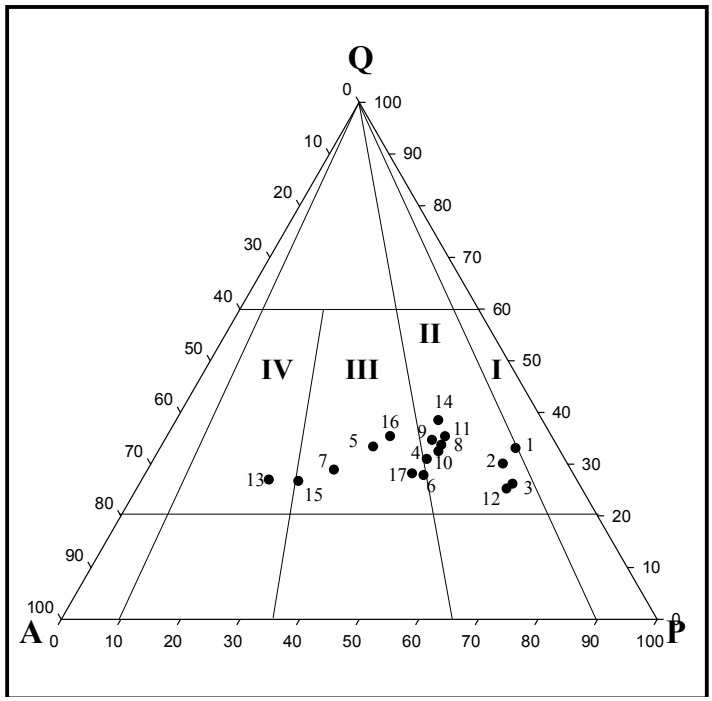


Рис. 2.4. Мінералогічна діаграма А. Штрекейзена [104] для петротипів гранітоїдів Брненського і Дійського масивів:

А. Брненський масив. Східна гранітоїдна зона: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле. Західна гранітоїдна зона: 4 – Веверська Бітішка, 5 – Коунице, 6 – Тетчице, 7 – Глина, 8 – Рена, 9 – Крумловський Ліс, 10 – Ведровице, 11 – Ольбрамовице.

Б. Дійський масив. 12 – Вировице, 13 – Твориграз, 14 – Зноймо, 15 – Тасовице, 16 – Машовице, 17 – Богуславський Рибнік.

В. Класифікаційні поля: I – тоналітів, II – гранодіоритів, III – гранітів (монцогранітів), IV – гранітів (сієногранітів).

У межах Брненського масиву чеські геологи [74] виділяють 11 типів гранітоїдів (рис. 2.2). У даній роботі кожний з них розглядається як самостійний петротип. В межах Східної гранітоїдної

зони поширені гранодіорити Доубравице, Бланско, Кралово Поле; в Західній зоні виділені гранодіорити Веверська Бітішка, Рена, Крумловський Ліс, Ведровице та Ольбрамовице; граніти Тетчице, Коунице, Глина. Пізніше автори робіт [89-91] у західній частині БМ ідентифікували всього 3 генетично різних набори гранітоїдних порід – Тетчице (S-тип), Рена (I-тип) і Глина (A-тип). В свою чергу, у складі перших двох ці дослідники розрізняють відповідно ще 3 та 2 типи гранітоїдів, що у сукупності для Західної зони становить 6. На нашу думку, зменшувати кількість типів гранітоїдних порід, зводячи їх через генетичну спорідненість у три породних набори, вважаємо недоречним. Як з'ясувалося, за результатами проведених досліджень, гранітоїди А-типу на території БМ не ідентифікуються. Це, зокрема, знаходить своє підтвердження на дискримінаційній діаграмі А. В. Гребеннікова [13], яка запропонована цим дослідником саме для діагностики гранітоїдів А-типу (рис. 2.5). Згідно з нею, фігуративна точка складу гранітів Глина не потрапляє в контур полів цього генетичного типу.

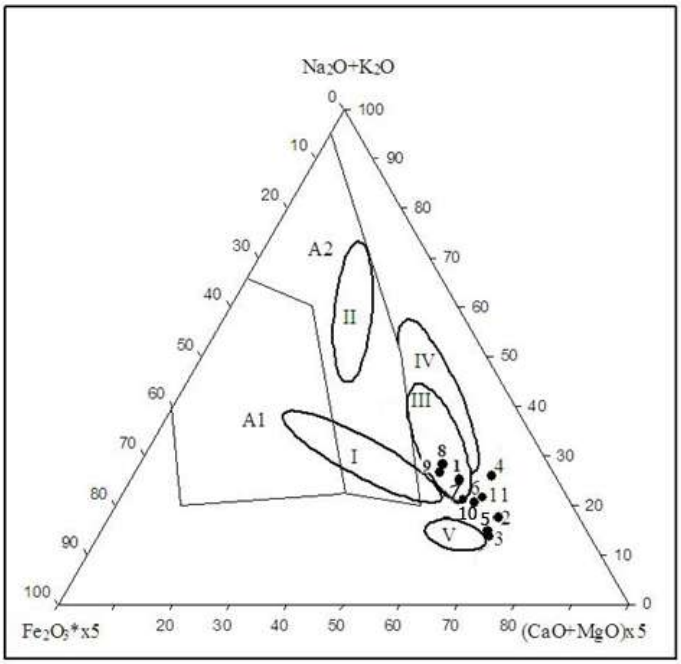


Рис. 2.5. Діаграма (Na_2O+K_2O)–Fe_2O_3·x5–(CaO+MgO)x5 (мол. кількість) для гранітоїдів Брненського масиву, за А.В. Гребенніковим [13]:

римськими цифрами позначені поля кислих магматичних порід головних геодинамічних обстановок: I – обстановки прояву мантійних плюмів в умовах океанічних плит (океанічні острови та лавові плато); II – обстановки внутрішньоконтинентальних рифтів і областей континентальних гарячих точок; III, IV – обстановки, що пов'язані з субдукційними процесами (III – зони острівнодугового магматизму, що закладені на океанічній корі, IV – зони магматизму активних континентальних окраїн, які залучають у процеси магмоутворення континентальну кору); V – обстановки задугового спредингу.

A_1 – поле кремнекислих порід внутрішньоплитних геодинамічних обстановок: океанічних островів і континентальних рифтів, A_2 – кислі магматичні асоціації, що проявилися за геодинамічних умов внутрішньо- та окраїнноконтинентального типів.

Назви петротипів гранітоїдних порід за їх номерами див. на рис. 2.4.

Ми у своєму дослідженні будемо використовувати типізацію порід, запропоновану Й. Штельцлем та ін. [74], що є доцільним, оскільки кожний із виділених цими геологами петрографічних типів гранітоїдів спільними зусиллями дослідників двох країн був ретельно обстежений на місцевості мінімум одним, максимум трьома (в середньому двома) профілями з відбором проб на різні види лабораторних досліджень, що дозволило докорінно підвищити якість проведених робіт.

Для Дійського масиву у якості петротипів розглядаються гранодіорити Вировице, Унанов, Зноймо; граніти Творигназ, Тасовице, Машовице, Богуславський Рибнік (рис. 2.3).

Структурно-текстурні особливості та мінеральний склад провідних петротипів досліджуваних масивів наведено в табл. 2.1.

Таблиця 2.1. Мінералогічний склад гранітоїдів Брненського та Дійського масивів (%)

№ з/п	Петротип	Плагіоклаз	Кварц	Калішпат	Біотит	Амфібол	Акцесорні мінерали	Вторинні мінерали	Рудні мінерали
1	Доубравице	50,1	27,6	6,0	7,0	-	2,1	6,2	1,0
2	Бланско	49,4	25,0	9,0	4,0	3,7	2,7	5,2	1,0
3	Кралово Поле	55,4	23,0	9,8	6,3	-	1,4	2,6	1,5
4	Веверська Бітішка	42,2	28,3	21,2	3,8	1,0	0,5	3,0	р.з.
5	Тетчице	41,0	24,2	22,0	6,8	0,5	1,0	3,8	0,7
6	Коунице	33,7	31,3	29,1	3,3	1,0	0,6	1,0	р.з.
7	Глина	29,6	27,1	37,4	3,0	-	0,8	1,7	0,4
8	Рена	39,5	28,2	16,2	8,9	0,9	0,5	5,4	0,4
9	Крумловський Ліс	42,6	32,7	19,3	3,6	-	р.з.	1,8	р.з.
10	Ведровице	44,2	30,3	19,1	3,2	0,3	0,5	2,0	0,4
11	Ольбрамовице	43,6	32,8	16,6	3,6	-	0,5	2,9	р.з.
12	Вировице	49,5	20,0	10,0	10,0	-	0,5	10,0	р.з.
13	Зноймо	38,0	33,0	15,0	7,0	-	1,0	6,0	р.з.
14	Творигназ	20,0	25,0	48,0	5,0	-	р.з.	2,0	р.з.
15	Тасовице	25,0	25,0	44,0	5,0	-	р.з.	1,0	р.з.
16	Машовице	32,0	30,0	23,0	7,0	-	1,0	7,0	од.з.
17	Богуславський Рибнік	40,0	25,0	24,0	5,0	-	1,0	5,0	р.з.

Примітка. од.з. – одиничні щерна, р.з. – рідкісні зерна.

Біотитовий гранодіорит Доубравице. Макроскопічно це сіра з блідо-зеленим відтінком дрібно-середньозерниста масивна порода. Під мікроскопом має переважно гіпідіоморфну структуру та місцями фрагментарно проявлена катакластична. Катаклаз проявляється у подрібненні зерен кварцу, а іноді й плагіоклазу, викривлення призматичних лусок біотиту та здвійникованих індивідів плагіоклазу. Текстура породи однорідна, ознаки директивності відсутні. Середній мінеральний склад: кварц (27,6%), плагіоклаз (50,1%), калієвий польовий шпат (6%), біотит (7%). Акцесорні та рудні мінерали (3,1%): апатит, циркон, сфен, рудний (магнетит). Вторинні мінерали (6,2%): хлорит по біотиту (4%), пініт, хлорит розеткоподібний (од. гнізда), карбонат, серицит, епідот, цоїзит, гідрооксиди заліза. Породи інтенсивно змінені вторинними процесами.

Плагіоклаз (An_{17-30}) – олігоклаз до андезину має таблитчасті, ідіоморфні, а іноді ксеноморфні зерна розміром 1,5–3,5 мм. Часто полісинтетично здвійниковані по манебахському, карлсбадському, альбітовому законах (це стосується у першу чергу олігоклазу). Для андезину характерні, скоріш за все, прості двійники, хоча характер двійникування через сильну перетвореність плагіоклазу встановлюється важко. Іноді спостерігаються зональні плагіоклази, причому внутрішні частини зерен інтенсивно карбонатизовані, серицитизовані, представлені середнім плагіоклазом, а зовнішні – більш кислим. В поодиноких випадках (не в усіх шліфах) спостерігається чітка відособленість зональних зерен від незональних.

Калішпат присутній у вигляді дрібних (0,2 мм) зерен округлої або призматичної форми без гратчастої структури, іноді розвиваються крапчасті пертити.

Кварц представлений зернами різного розміру (від 0,2 до 1,8–2 мм) округлобластичної та звивисто-неправильної форми. Іноді останні відсутні, а округлі зерна кварцу мають розмір до 3–3,5 мм. Кварц часто сильно подрібнений та має виразно хвилясте згасання.

Біотит має неправильну форму з зазубреними краями, сильно змінені зеленувато-коричневі зерна розміром від 0,3 до 2,5 мм (іноді до 3 мм). Головна особливість біотиту – його слабкий плеохроїзм (світло-жовтий по N_g, зелений по N_p, N_m). Можливо це зумовлено сильно проявленими процесами хлоритизації. Інтенсивно хлоритизовані зерна біотиту містять також дрібні включення рудного мінералу.

Рудний мінерал виділяється у вигляді дрібно розсіяного рудного пилу по тріщинах плагіоклазу, а також у вигляді невеликих зерен – структури розпаду та заміщення в біотиті. Чим інтенсивніше хлоритизований біотит, тим більші та різноманітніші прояви рудного.

Амфібол-біотитовий гранодіорит Бланско – рожева інколи блідо-рожева дрібно-середньозерниста масивна порода. Структура гіпідіоморфнозерниста з елементами катакластичної. Катаклаз проявлений нерівномірно: на окремих ділянках відсутній, на інших – у

вигляді окремих тріщинок, залікованих вторинними продуктами, а на деяких більш інтенсивно – до часткового дроблення кварцу, польових шпатів з подальшим заліковуванням тріщинок епідот-цоїзитовим агрегатом, бластезом дрібного кварцу тощо. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (49,4%), кварц (25%), калішпат (9%), біотит (4,0%), амфібол (3,7%). Акцесорні та рудні мінерали (3,7%): рудний (магнетит, титаномагнетит) – 1%, апатит – 1%, сфен (списоподібні зерна, а також дрібні неправильні виділення) – 1%, циркон (од.з.), гематит (од.з.). Вторинні мінерали (5,2%): хлорит по біотиту, епідот, серицит і пеліт по плагіоклазу, пеліт по калішпату, незначний розвиток карбонату, хлорит черв'якоподібний у гніздах з рудним мінералом.

Зерна плагіоклазу ідіоморфні, рідше ксеноморфні, мають розміри від 0,3 до 4 мм. Плагіоклаз представлений олігоклазом та андезином (An_{18-36}). Плагіоклаз як правило, зональний, більш кислі відміни полісинтетично здвійниковані за манебахським, перикліновим та карлсбадським законами. Часто, особливо для відмін, близьких до андезину, спостерігається інтенсивна серицитизація. Найінтенсивніше серицитизовані ядра зональних плагіоклазів. Кількість зональних плагіоклазів у різних шліфах варіює. Мінливе також співвідношення олігоклазу та андезину. В одних випадках переважає перший, в інших – другий.

Калієвий польовий шпат зазвичай ксеноморфний. Зрідка зерна сягають розміру 1–1,2 мм. Калішпат найбільше з усіх породотвірних мінералів зазнає вторинних змін, які виражаються у серицитизації. Іноді зерна калішпату оточуються каймами каоліну. Калішпат містить дрібні, округлі включення кварцу та плагіоклазу.

Кварц має звивисто-неправильну форму, рідше округлобластичну. Розмір зерен від 0,2 до 3 мм. Спостерігається виразно проявлене хвилясте згасання. Кварц тріщинуватий. По тріщинах розвивається хлорит, епідот, можливо цоізит. Іноді утворюються мірмекіти.

Зерна біотиту мають призматичну форму та розмір до 1,2 мм. Характер плеохроїзму від світло-коричневого N_p до темно-бурого по N_m, N_g. Біотит сильно хлоритизований, епідотизований, містить виділення оксидів заліза.

Амфібол представлений ідіоморфними зернами розміром 0,5–3,0 мм, має сіро-зелене забарвлення. Іноді зустрічаються прості двійники. Часто слабо плеохроює (від світло-зеленого по N_p, до яскраво зеленого по N_m, N_g), cN_g дорівнює 22°, що відповідає звичайній роговій обманці. На контактах з плагіоклазом зустрічаються одиничні зерна епідоту.

<u>Біотитовий гранодіорит Кралово Поле.</u> Порода рожево-сіра, дрібно-середньозерниста, масивна. Структура гіпідіоморфнозерниста. Сліди катаклазу практично не проявлені, лише дуже зрідка зустрічаються слабкі викривлення видовжених призматичних зерен біотиту. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (55,4%), кварц (23%), калієвий польовий шпат (9,8%), біотит (6,3%). Акцесорні та рудні мінерали (2,9%): апатит (дрібні стовпчасті зеленуваті кристали), сфен (списоподібні і неправильні зерна), циркон, монацит, ортит, рудні (0,5–1,5%) – магнетит, титаномагнетит. Вторинні мінерали (2,6%): хлорит по біотиту, серицит по плагіоклазу; карбонат часто по тріщинках з хлоритом та кліноцоїзитом, а також облямовує окремі зерна рудного; хлорит розеткоподібний (гнізда в інтерстиціях).

Зерна плагіоклазу (An_{20-30}), як правило, таблитчасті, зрідка неправильної форми, сягають розмірів від 1–2 мм до 3,4–4 мм. Як правило, полісинтетично здвійниковані за альбітовим, перикліновим, карлсбадським, манебахським законами. Плагіоклази, як правило, мають зональну будову, сильно тріщинуваті, серицитизовані. Іноді зональні плагіоклази мають хвилясте згасання.

Калієвий польовий шпат представлений ксеноморфними зернами невеликого розміру (0,5–1 мм), сильно зміненими. Іноді розвинута граткова будова. Містить дрібні включення рудного мінералу.

Для кварцу характерні звивисто-неправильні та ізометричні форми зерен з розмірами від 0,5–0,8 до 2,2–2,5 мм, хвилясте згасіння. Зерна кварцу іноді резорбовані. У ряді випадків кварц подрібнений. Зрідка утворює мірмекіти.

Біотит, як правило, сильно змінений (заміщується хлоритом), тріщинуватий. Розмір луски – до 1 мм. Як тріщини, так й міжзерновий простір заповнюється вторинними мінералами, серед яких переважають карбонат та епідот.

<u>Амфібол-біотитовий гранодіорит Веверська Бітішка.</u> Макроскопічно це рожево-сіра нерівномірнозерниста, дрібно-середньозерниста порода. Структура гіпідіоморфнозерниста, порфіробластова, на окремих ділянках катакластична з елементами бластезу. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (42,2%), кварц (28,3%), калієвий польовий шпат (21,2%), біотит (3,8%), амфібол (1%). Акцесорні мінерали та рудні мінерали (0,5%): апатит (од. з.), сфен (у виділеннях з хлоритом), циркон, циртоліт (од.з.), рудний (гематит (?) – р.з.). Вторинні мінерали

(3%): хлорит по біотиту, серицит по плагіоклазу, карбонат (часто у тонких прожилках, міжзернових зонках), епідот, мусковіт. Катаклаз проявлений у вигляді деформації і частковому подрібненні зерен кварцу і польових шпатів. В таких катаклазованих міжзернових ділянках розвивається суміш епідот-цоїзитового матеріалу з мусковітом, карбонатом, хлоритом, серицитом у різних кількісних співвідношеннях.

Плагіоклаз представлений зернами різного розміру (0,2–5 мм), гіпідіоморфними та ксеноморфними, у багатьох випадках пластично деформованими з викривленням двійників. Як правило, плагіоклаз полісинтетично здвійникований. Виразно простежується зональність. Ядра більш основного складу піддаються серицитизації у набагато більшому обсязі, ніж периферійні зони.

Калішпат присутній у вигляді ксеноморфних, ізометричних зерен розміром 1–2 мм, як правило без граткової будови, з хвилястим згасанням. Часто присутні правильної форми лейстові пертити розміром до 0,4 мм. Калішпат також, як і плагіоклаз, серицитизований, містить дрібні ізометричні включення кварцу.

Кварц переважно звивисто-неправильної форми з розміром зерен 0,8–1,5 мм. У зонах катаклазу звичайні дрібні оруглобластичні зерна. Згасання зерен різко хвилясте.

Біотит відносно рідкісний. Правильних лусок не виявляє, та, як правило, сильно змінений – хлоритизований, іноді мусковітизований. Серед продуктів розпаду часто присутній рудний мінерал. Зерна зеленого амфіболу також змінені.

<u>Амфібол-біотитовий граніт (монцограніт) Тетчице</u>. Порода має світло-коричневе, зеленувате з сіруватим відтінком забарвлення, середньозерниста, рівномірнозерниста, масивна. Структура гіпідіоморфнозерниста, нечітка порфіробластова, з елементами катакластичної (тріщинний катаклаз, а також деформація та часткове розлінзування кварцу на окремих ділянках). Крупні виділення калієвого польового шпату та плагіоклазу можна розглядати як порфіробласти. У деяких відмінах порфіробласти відсутні, але з'являються крупні виділення кварцу. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (41%), кварц (24,2%), калішпат (22%), біотит (6,8%), амфібол (0,5%). Акцесорні та рудні мінерали (1,7%): апатит, циркон, рудний (0,7%). Вторинні мінерали (3,8%): хлорит по біотиту, серицит, пеліт, карбонат по плагіоклазу, іноді епідот-цоїзитовий агрегат по плагіоклазу, гідрооксиди заліза по тріщинках. Варто зауважити, що за мінеральним складом породи є досить неоднорідними – присутні сильно окварцовані відміни (до 50% кварцу) або калішпатизовані (до 28% калішпату). Наведені середні значення мінерального складу не враховують таких аномальних значень.

Плагіоклаз представлений олігоклазом (An_{26}), як ідіоморфної, так і ксеноморфної форми зернами розміром 1–3 мм. Відмічаються прості,а також полісинтетичні двійники за карлсбадським, перикліновим та альбітовим законами. Іноді зустрічаються зональні плагіоклази. Зональність підкреслюється більш інтенсивною серицитизацією. Плагіоклаз інтенсивно серицитизований, пелітизований, в окремих зернах розвивається епідот-цоїзитовий агрегат.

Калієвий польовий шпат представлений двома різновидами: ортоклазом і у меншій кількості мікрокліном. Ортоклаз утворює гіпідіоморфні зерна розміром 0,1–0,7 мм з пертитовою структурою, сильно змінений (серицитизований), іноді тріщинуватий з заліковуванням тріщин дрібнолускатим агрегатом мусковіту. Нерідко ортоклаз ще й здвійникований за карлсбадським законом. Здвійниковані зерна іноді характеризуються мозаїчним та навіть хвилястим згасанням. Мікроклін достатньо свіжий. Вирізняється більш високим ступенем ідіоморфізму, ніж ортоклаз. Він утворює або дрібні (0,1–0,3 мм) таблитчасті включення у плагіоклазі, або крупні зерна з розміром 3–4 мм. Часто здвійникований за альбітовим та перикліновим законами.

Кварц представлений зернами розміром 0,7–1,2 мм звивисто-неправильної форми з виразним хвилястим згасанням. Іноді містить у вигляді включень зерна циркону призматичної форми. У прокварцованих відмінах переважають крупні (до 3 мм) неправильної форми зерна, а також присутня дрібно подрібнена кварцова маса.

Біотит утворює лусочки розміром від 0,5 до 1,3 мм коричнево-зеленого кольору, іноді пластично деформовані. Плеохроїзм виразний з зеленувато-коричневим забарвленням по N_p, та темно-коричневим по N_g, N_m. Біотит сильно хлоритизований, іноді спостерігається його мусковітизація. Лусочки розкладені, кородовані, тріщинуваті. Вміщує дрібні включення рудного мінералу. Іноді розвивається по амфіболу, внаслідок чого набуває специфічного зеленого відтінку.

<u>Амфібол-біотитовий граніт (монцограніт) Коунице.</u> Петротип характеризується червонувато-сірим забарвленням, дрібно-середньозернистою, масивною текстурою. Структура гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках катакластична (катаклаз тріщинний, частково з

елементами бластезу). Середній мінеральний склад: плагіоклаз (33,7%), кварц (31,3%), калієвий польовий шпат (29,1%), біотит (3,3%), амфібол (1,0%). Акцесорні та рудні мінерали (0,6%): апатит, циркон, ортит, сфен, монацит, рудний (гематит). Крім того, чеські геологи [101] діагностували торит. Вторинні мінерали (1%): хлорит по біотиту з виділеннями сфену, епідоту; пеліт та серицит по плагіоклазу, хлорит розетковидний та гідрооксиди заліза на катаклазованих ділянках у вигляді гнізд і тонких прожилків.

Плагіоклаз (An_{20-30}) гіпідіоморфний, іноді ксеноморфний, утворює таблитчасті, призматичні, зрідка ізометричні зерна розміром 1–1,5 мм. У дрібнозернистих смугах спостерігаються дрібні лейсти розміром 0,1–0,3 мм. Виразно полісинтетично здвійникований, незональний, досить сильно серицитизований, містить дрібні ізометричні включення кварцу.

Калієвий польовий шпат представлений сильно серицитизованими, подрібненими крупними порфіровидними виділеннями розміром до 3–4 мм та невеликого розміру (до 1 мм) пертитовими вростками, як струменними, так і лейстовими. Як у першому, так і другому випадку мікроклін містить дрібні включення кварцу. Порфірові виділення характеризуються хвилястим згасанням. Рідко спостерігається сноповидна мікроклінова гратка.

Кварц у середньозернистих смугах звивисто-неправильний, а у дрібнозернистих округлобластичний. Розміри зерен від 0,1–0,2 до 3 мм. Має місце різко хвилясте погасання, а також сліди подрібнення. Для кварцу характерні, але разом з тим нечасті, включення плагіоклазу, калієвого польового шпату.

Біотит утворює деформовані пластини розміром 0,2–0,5 мм. Чітко плеохроює (N_p – коричнево-зелений, N_g, N_m – темно-коричневий). Відмічається розвиток хлориту по лусках біотиту. В біотиті присутні включення циркону з плеохроїчними двориками навколо них.

Зерна амфіболу розміром до 1,5 мм з чітким плеохроїзмом (N_p – сіро-зелений; N_g, N_m – темно-сірий).

<u>Біотитовий граніт (монцограніт) Глина</u>. Макроскопічно це рожевувато-жовта рівномірнозерниста середньозерниста порода. Під мікроскопом має гранітову, місцями алотріоморнозернисту структуру. Є відміни з порфіровидною структурою за гіпідіоморфнозернистої основної маси. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (29,6%), кварц (27,1%), калієвий польовий шпат (37,4%), біотит (3%). Акцесорні та рудні мінерали (1,2%): апатит, циркон, сфен, монацит, рудний (гематит). Вторинні мінерали (1,7%): хлорит по біотиту, серицит по плагіоклазу, мусковіт, гідрооксиди заліза по тріщинках.

Плагіоклаз (An_{18}) частіше ксеноморфний, ніж гіпідіоморфний. Розміри зерен від 0,3 до 1,4 мм. Зерна плагіоклазу чітко полісинтетично здвійниковані за альбітовим та альбіт-карлсбадським законами. Іноді плагіоклаз зональний, причому має місце пряма зональність. Плагіоклаз слабко серицитизований. Нерідко зустрічаються мірмекітові утворення. З включень у плагіоклазі відмічаються дрібні зерна кварцу та біотиту.

Калієвий польовий шпат має розміри зерен від 0,3 до 2 мм. Припускається присутність як ортоклазу, так і мікрокліну. Мікроклін зустрічається у вигляді широких лейстових пертитових утворень з чіткою клітковою, рідше снопоподібною граткою. Ступінь триклінності мікрокліну складає 0,8. Нерідкі дрібні включення кварцу. У порфіровидних відмінах калішпатом складені порфірові виділення зерен мікрокліну розміром до 4 мм, зі снопоподібною решіткою, сильно тріщинуваті та незначно серицитизовані. Містить часто включення кварцу та округлі включення зонального плагіоклазу інтенсивно серицитизованого. Такий змінений плагіоклаз присутній як у основній масі, так і у вигляді включень в кварці.

Кварц зазвичай ксеноморфний, утворює округло-бластичні та звивисто-неправильні зерна розміром від 0,2 до 3,5 мм. Присутні дві генерації кварцу. Перша характеризується невеликими (до 1 мм) зернами різної форми, без включень, а друга у вигляді включень спостерігається у плагіоклазі та калієвому польовому шпаті. Для обох генерацій характерно виразно хвилясте згасання, причому, у другій з них має місце ще й мозаїчне. Включення кварцу першої генерації присутні в усіх різновидах калішпату.

Біотит представлений лускатими агрегатами з розміром зерен 0,1–0,3 мм, що утворюють або самостійні скупчення, або містяться у польових шпатах у вигляді включень. Біотит виразно плеохроює від сіро-зеленого по N_p до коричнево-зеленого по N_g, N_m, іноді має хвилясте згасання. Містить включення циркону з плеохроїчними двориками навколо нього. Біотит частково заміщується мусковітом, злегка хлоритизований та містить включення польового шпату та рудного.

Амфібол-біотитовий гранодіорит Рена. Макроскопічно це рожево-сіра крупнозерниста, рівномірнозерниста масивна порода. Структура гіпідіоморфнозерниста. У деяких відмінах остання переважає. Текстура породи близька до однорідної. Катакластична структура проявлена як у вигляді деформації зерен, так і у їх подрібненні та перекристалізації. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (39,5%), кварц (28,2%), калієвий польовий шпат (16,2%), біотит (8,9%), амфібол (0,9%). Акцесорні та рудні мінерали (0,9%): апатит, циркон, циртоліт, сфен (виділення у хлориті по біотиту), рудний. Вторинні мінерали (5,4%): хлорит по біотиту, епідот, окремі луски мусковіту, пеліт, серицит, цоїзит по плагіоклазу.

Плагіоклаз (An_{20-25}) утворює крупні таблитчасті зерна (до 8 мм), полісинтетично здвійниковані за альбітовим та перикліновим законами. Двійникові індивіди невиразні внаслідок інтенсивної серицитизації, що відбувається, як правило, вздовж двійникових швів. Зустрічаються також прості двійники. Зустрічаються як зональні, так і незональні зерна. Для перших характерна нерівномірна серицитизація. Плагіоклаз містить дрібні включення кварцу.

Калієвий польовий шпат представлений гіпідіоморфними та ксеноморфними зернами невеликого (до 1 мм) розміру. Іноді спостерігається граткова будова. Є нерідкими мікроперити. Калішпат інтенсивно серицитизований, містить включення кварцу, мусковіту. В окремих відмінах калішпат представлений крупними таблитчастими зернами розміром до 2,5 мм з включеннями кварцу, плагіоклазу та темнобарвних мінералів.

Кварц має звивисто-неправильні форми зерен з розміром від 0,1–0,2 до 1,2 мм. Хвилясте згасання виразне.

Біотит утворює лусочки розміром до 0,8 мм. Плеохроїзм слабкий від сіро-коричневого по N_p до іржаво-коричневого по N_g, N_m. Зерна часто хлоритизовані, іноді мусковітизовані. Лусочки біотиту слабо деформовані. Включень породотвірних мінералів не вміщує. В окремих породних відмінах біотит присутній у вигляді крупних (до 5 мм) виділень деформованих, хлоритизованих, частково мусковітизованих з включеннями кварцу, плагіоклазу, рудного.

Амфібол незначно поширений, відноситься до ряду звичайної рогової обманки (cN_g=21–23°).

Біотитовий гранодіорит Крумловський Ліс. Макроскопічно це світло-сіра, злегка рожева, крупнозерниста, рівномірнозерниста, масивна порода. Під мікроскопом порода має гранітову, місцями гранобластову структуру та однорідну текстуру. Лише незначно проявлена директивність, що виражається у смугастому розташуванні темнобарвних мінералів. Незначно проявлений катаклаз (окремі видовжені зерна біотиту вигнуті). Середній мінеральний склад: плагіоклаз (42,6%), кварц (32,7%), калієвий польовий шпат (19,3%), біотит (3,6%). Акцесорні та рудні мінерали (р.з.): апатит, монацит, сфен, циркон, рудний, рутил (?) (од.з.). Вторинні мінерали (1,8%): хлорит по біотиту, хлорит гідротермальний, мусковіт, серицит по плагіоклазу.

Зерна плагіоклазу (An_{15-20}) як правило, ксеноморфні, рідше ідіоморфні з короткопризматичним габітусом. Розмір зерен від 0,7–1 до 2,3–2,5 мм. Часто зустрічаються як полісинтетичні, так і прості двійники. У невеликій кількості присутні антипертити. У вигляді невеликих включень у плагіоклазі представлені кварц, біотит, мусковіт, калішпат, рудний. Плагіоклази, як правило, незональні, сліди древніх ядер відсутні. Дуже сильно проявлена серицитизація, причому у центрі зерен сильніше.

Калієвий польовий шпат ксеноморфний, розміри зерен коливаються від 0,6–1 до 3 мм. Мікроклін, як правило, утворює пертитові структури. Іноді в калішпаті спостерігаються полісинтетичні двійники за альбітовим та перикліновим законами. Характерні також дрібні вростки кварцу. Мірмекіти утворюються на ділянках заміщення калішпату плагіоклазом. На відміну від плагіоклазу, калішпат незначно серицитизований. По тріщинах тут розвивається мусковіт, рідше біотит. Включення темнобарвних мінералів не характерні.

Кварц звивисто неправильний, часто подрібнений, з хвилястим, іноді мозаїчним погасанням. Розміри зерен від 0,2–0,4 до 1–2 мм. Характерною особливістю його є мікрографічні зрощення з калішпатом. У цих випадках має місце не мозаїчне, а хвилясте згасання.

Біотит зазвичай лускатий, з сильним плеохроїзмом (зеленувато-коричневий по N_p, темно-коричневий по N_g, N_m), часто деформований, сильно хлоритизований. Переважно по тріщинах проявлена мусковітизація.

Амфібол-біотитовий гранодіорит Ведровице. Макроскопічно це світло-сіра дрібнозерниста масивна рівномірнозерниста порода. Під мікроскопом має чітко виразну гіпідіоморфнозернисту структуру з елементами катакластичної. Текстура в основному однорідна, хоча й елементи директивності присутні, що проявляється у вигляді чергування смуг різного

ступеня перетворень. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (44,2%), кварц (30,3%), калієвий польовий шпат (19,1%), біотит (3,2%), амфібол (0,3%). Акцесорні та рудні мінерали (0,9%): апатит, циркон, сфен (виділення у хлориті), рудний. Вторинні мінерали (2%): серицит по плагіоклазу, хлорит по біотиту, мусковіт, епідот, пеліт.

Плагіоклаз (An_{25}) гіпідіоморфний, представлений видовженими, таблитчастими зернами розміром від 1–2 до 4,5 мм. Полісинтетично здвійникований за альбітовим та перикліновим законами. Зональність у плагіоклазі проявлена рідко. Для останніх характерна максимальна серицитизація. Ступінь серицитизації плагіоклазів тут є найменшим серед інших гранітоїдів БМ. Зустрічаються антипертити розпаду, що у цілому не характерно для гранодіоритів масиву. Форма антипертитових вростків зазвичай прямокутна. Зустрічаються округлобластичні дрібні включення кварцу.

Калієвий польовий шпат (мікроклін) представлений таблитчастими, гіпідіоморфними зернами (до 2,5 мм) та ідіоморфними (до 0,8–1 мм) мікропертитовими утвореннями. Для таблитчастих зерен характерні двійникування за карлсбадським законом, шахова, досконала мікролінова решітка, а також наявність достатньо крупних (до 0,4–0,5 мм) включень кварцу, біотиту, плагіоклазу. Мікропертити характеризуються клітковою, іноді снопоподібною граткою. Калішпат слабо і нерівномірно пелітизований, по тріщинках в зернах розвиваються серицит, мусковіт.

Кварц зазвичай ксеноморфний, утворює звивисто-неправильні та оруглобластичні зерна розміром до 5 мм, з різким хвилястим, а іноді мозаїчним згасанням. Містить включення плагіоклазу та біотиту.

Біотит представлений у вигляді іржаво-коричневих видовжено-призматичних, недеформованих лусочок розміром 0,5–1 мм з виразним плеохроїзмом від світло-коричневого по N_p до іржаво-коричневого по N_g, N_m. Іноді хлоритизований та мусковітизований. Містить дрібні призмочки циркону з характерними плеохроїчними двориками, зерна епідоту.

<u>Біотитовий гранодіорит Ольбрамовице</u> - голубувато-сірі середньозернисті масивні породи з крупними порфіробластовими виділеннями (5–10 мм) калішпату. Структура гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках порфіробластова. Для окремих відмін характерні катакластичні структури (деформація, подрібнення та перекристалізація зерен). Середній мінеральний склад: плагіоклаз (43,6%), кварц (32,8%), калієвий польовий шпат (16,6%), біотит (3,6%). Акцесорні та рудні мінерали (0,5%): циркон, апатит, сфен (виділення у біотиті), монацит. Крім того, чеські геологи [101] діагностували торит. Вторинні мінерали (2,9%): епідот-цоїзитовий агрегат, серицит по плагіоклазу, хлорит по біотиту, епідот, мусковіт (дрібна луска по ослаблених міжзернових зонках і плагіоклазу).

Плагіоклаз (An_{20}) утворює гіпідіоморфні таблитчасті зерна розміром від 0,5 до 4,5 мм. Чітко проявлені полісинтетичні двійники за альбітовим та перекліновим законами. Зерна плагіоклазу іноді пластично деформовані та зазвичай досить сильно тріщинуваті. Тріщини заліковані дрібнозернистим агрегатом з кварцу, епідоту, хлориту, мусковіту. Спостерігається інтенсивна серицитизація. Плагіоклази незональні, містять включення кварцу та біотиту.

Калієвий польовий шпат представлений двома генераціями. Перша – крупні порфірові виділення розміром до 8 мм, майже ідіоморфні, таблитчасті, негратковi з численними включеннями кварцу та біотиту (хлоритизованого з епідотовими каймами). Такі виділення сильно тріщинуваті, але не серицитизовані. Калішпат другої генерації представлений невеликими (0,5–1,5 мм) гіпідіоморфними зернами з виразними клітковою та рідше сноповидною гратками. Це мікролін-пертит, що сильно серицитизований з включеннями кварцу.

Кварц має звивисто-неправильну форму, характеризується різким хвилястим згасанням. Розміри зерен від 1 до 2,5 мм. Зустрічаються подрібнені округлобластичні зерна розміром 0,2–0,3 мм.

Біотит утворює видовжені призматичні та таблитчасті луски, злегка деформовані, що добре плеохроюють (N_p – світло-жовто-коричневий; N_g, N_m – іржаво-коричневий). Зустрічаються й сильно деформовані розірвані луски, що утворюють разом з продуктами його перетворень (хлорит, епідот, рудний) темнобарвні скупчення. Тут плеохроїзм біотиту менш контрастний. Таблитчасті зерна біотиту на контактах з плагіоклазом мають епідотові кайми. У вигляді включень біотит містить дрібні стовбчасті зерна циркону. Дуже сильно хлоритизований.

<u>Біотитовий гранодіорит Вировице</u> – середньозерниста порода, інтенсивно катаклазована з частковим бластезом, а також з інтенсивними вторинними змінами. Структура реліктова гіпідіоморфнозерниста, бластокатакластична. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (49,5%),

кварц (20%), калішпат (10%), біотит (10%). Акцесорні та рудні мінерали (0,5%): апатит, циркон, одиничні дрібні зерна рудного мінералу (магнетит (?)). Вторинні мінерали (10%): епідот-цоїзитовий агрегат, хлорит по біотиту, карбонат, мусковіт тонколускатий.

У шліфах спостерігаються зерна (1–3 мм) плагіоклазу таблитчастої, призматичної форми, частково з країв подрібнені, розбиті тріщинками і деформовані, які оточуються дрібнозернистою бластичною польовошпат-кварцовою масою. Калішпат розвинений незначно і зустрічається в основній масі у вигляді невеликих деформованих і зруйнованих зерен. Кварц присутній також у вигляді деформованих лінзовидних зерен розміром до 1,5 мм. По дрібнозернистій польовошпат-кварцовій масі розвиваються карбонат, серицит, епідот-цоїзитовий агрегат, тонка луска мусковіту. Біотит червоно-коричневого кольору нерівномірно (на різних ділянках) хлоритизований, карбонатизований, частково розщеплений на дрібну луску, що розподіляється вздовж тріщинних катакластичних субпаралельних зонок.

Біотитовий гранодіорит Зноймо. Макроскопічно – це середньозерниста, рівномірнозерниста масивна порода. Для неї характерна гіпідіоморфнозерниста структура, відмічаються елементи директивної, що проявляється у чергуванні смуг, збагачених салічними та фемічними мінералами, а також середньозернистих гіпідіоморфнозернистих смуг з дрібнозернистими алотріоморфнозернистими. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (38%), кварц (33%), калієвий польовий шпат (15%), біотит (7%). Акцесорні та рудні мінерали (1%): апатит, циркон, ортит, сфен, рудний. Вторинні мінерали (6%): епідот-цоїзитовий агрегат і серицит по плагіоклазу, епідот, карбонат, хлорит, мусковіт.

Плагіоклаз (альбіт) представлений ксеноморфними, рідше гіпідіоморфними зернами розміром 0,4–1,2 мм. Проявлені полісинтетичні двійники. Зональність не спостерігається. Виділення плагіоклазу резорбовані, інтенсивно тріщинуваті. По тріщинках розвивається серицит. Ступінь серицитизації достатньо високий. Зустрічаються нездвійниковані, практично несерицитизовані зерна з хвилястим згасанням. З включень у плагіоклазі звичайні мусковіт та крупні (до 0,3 мм) лусочки біотиту. Зустрічаються вигнуті двійники.

Калієвий польовий шпат інтенсивно серицитизований. Розмір зерен сягає 0,5–0,8 мм. Зазвичай гіпідіоморфний. Пертити у цілому не характерні, однак, у відмінах, що представляють віддалені від контактової частини інтрузивного тіла, з'являються лейстові пертити розпаду. У цих же відмінах зустрічаються й кліткові гратки, що не характерно для петротипу в цілому. У вигляді включень спостерігаються дрібні зерна кварцу та іноді біотиту.

Кварц – зазвичай звивисто-неправильний, а у дрібнозернистих смугах – округлобластичний. Розмір зерен від 0,2 до 3,5 мм. Часто подрібнений. Спостерігається виразно хвилясте, нерідко мозаїчне згасання. У якості включень кварц містить плагіоклаз. Іноді утворює мірмекіти.

Біотит представлений призматичними лусочками розміром до 0,5 мм та крупними зміненими зернами (0,8–1,2 мм). Часто плеохроює від світло-коричневого по N_p до зеленувато-бурого по N_g, N_m. Іноді пластично деформований. У вигляді включень у біотиті присутні дрібні округлобластичні зерна кварцу, призмочки циркону з плеохроїчними двориками та рудний. Біотит майже не хлоритизований. Іноді по біотиту розвивається мусковіт.

Порода досить інтенсивно катаклазована з розщепленням луски біотиту, подрібненням польових шпатів, розлінзуванням і бластезом кварцу. На таких ділянках інтенсивно розвивається серицит, дрібна луска мусковіту, карбонат, незначно епідот, біотит заміщується хлоритом. На менш катаклазованих ділянках породи мають середньозернисту будову, містять таблитчасті, призматичні зерна плагіоклазу пелітизованого, серицитизованого, епідотизованого, з альбітовими облямівками розкиснення, луску біотиту червоно-коричневого кольору у скупченнях, кварц з різким хвилястим згасанням. В окремих зернах плагіоклазу спостерігається нечітко виражена зональна будова. За будовою і мінеральним складом петротип Зноймо подібний до гранодіориту Вировице.

Біотитовий граніт (сієнограніт) Твориграз – середньозерниста, нерівномірно катаклазована порода. Структура алотріоморфнозерниста, реліктова гіпідіоморфнозерниста, на ділянках катаклазу – бластокатакластична. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (20%), кварц (25%), калішпат (48%), біотит (5%). Акцесорні та рудні мінерали (р.з.): апатит, циркон, гематит. Вторинні мінерали (2%): серицит, незначно хлорит по біотиту з виділенням рудних зерен.

Плагіоклаз представлений зернами 2 генерацій: 1) дрібні ксеноморфні зерна олігоклазу (№16–20), що оточують більш крупні зерна польових шпатів; 2) реліктові зерна нечіткої таблитчастої або призматичної форми розміром 0,8–1,5 мм. Двійники нечіткі полісинтетичні. Плагіоклаз обох генерацій серицитизований, пелітизований. Калішпат утворює видовжені

ксеноморфні або нечітко таблитчасті зерна розміром 0,5–1,5 мм, а також окремі зерна до 5 мм з нечітко проявленою двійниковою граткою середньої досконалості снопоподібно-кліткового типу, з дрібними дископодібними пертитами розпаду і пелітизованими заміщення (1–8% площі зерна). Біотит утворює дрібну луску бурувато-зеленого кольору, частково змінений, деформований.

На ділянках більш інтенсивного катаклазу кварц подрібнений, розлінзований, гранульований цементує деформовані, частково подрібнені зерна польових шпатів. В таких місцях розвивається серицит, а також дрібна луска мусковіту, а плагіоклаз розкиснюється до альбіт-олігоклазу.

Біотитовий граніт (монцограніт) Тасовице – дрібно-середньозерниста порода (розмір зерен 0,5–5 мм). Структура гіпідіоморфнозерниста, монцонітова, на окремих ділянках з'являються елементи катакластичної. Мінеральний склад: плагіоклаз (25%), кварц (25%), калішпат (44%), біотит (5%). Акцесорні та рудні мінерали (р. з.): монацит, апатит, циркон, циртоліт, сфен, рудний. Вторинні мінерали (1%): серицит по плагіоклазу, хлорит по біотиту, хлорит черв'яковий в одиничних гніздах, лейкоксен. Незначний катаклаз проявлений у вигляді деформації окремих зерен плагіоклазу, а також кварцу з появою хвилястого, іноді мозаїчного згасання. На таких ділянках по міжзернових зонках розвивається тонка луска серициту.

Плагіоклаз представлений призматичними зернами розміром 0,5–1 мм, що переважно включені у більш крупні ксеноморфні зерна калішпату, а також утворюють скупчення у міжзернових зонках. Склад плагіоклазу відповідає № 17–20. Характерною є серицитизація та пелітизація внутрішніх частин зерен та розкиснення до альбіту зовнішніх з утворенням облямівок. Спостерігається переважно тонке полісинтетичне двійникування за альбітовим законом. Калішпат представлений ксеноморфними зернами розміром 1–5 мм без гратчастої структури, або з погано проявленою в окремих зернах кліткового типу. Пертити: 1) дрібні розпаду (1–5%); 2) в окремих зернах струменисті заміщення з полісинтетичним двійникуванням. Біотит буруватий інтенсивно заміщується хлоритом з виділенням лейкоксену, дрібних зернинок рудного мінералу.

Підсумовуючи наведене зазначимо, що в цілому за мінералого-петрографічним складом гранітоїди Східної зони у порівнянні з породами Західної відрізняються кількісним переважанням плагіоклазу (49,4 – 55,4 % проти 20,0 – 49,5 %), акцесорної мінералізації (1,4 – 2,7 % проти р.з. – 1,0 %), рудних мінералів (1,0 – 1,5 % проти р.з. – 0,7 %), а також зменшенням вмісту калішпату (6,9 – 9,8 % проти 10,0 – 48,0 %). Це зайвий раз підтверджує правомірність виділення цих зон чеськими геологами [74] за особливостями їх геолого-структурної позиції. За даними [109], серед рудних мінералів гранітоїдів Східної зони переважає магнетит, присутній також гематит.

Біотитовий граніт (монцограніт) Машовице – дрібно-середньозерниста (розмір зерен переважно 0,5–3 мм) порода з ділянками прояву катаклазу з наступною бластичною рекристалізацією. Такі ділянки характеризуються нерівномірнозернстою, алотріоморфнозернистою, бластичною, реліктовою гіпідіоморфнозернистою структурою. У незмінених відмінах структура гіпідіоморфнозерниста, заміщення. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (32%), кварц (30%), калішпат (23%), біотит (7%). Акцесорні та рудні мінерали (1%): апатит, циркон, циртоліт, ксенотим (?), сфен, титаномагнетит (од. з.). Вторинні мінерали (7%): хлорит по біотиту, карбонат, епідот-цоїзитовий агрегат, серицит, мусковіт дрібнолускатий.

Плагіоклаз на незмінених ділянках утворює призматичні, таблитчасті зерна, інтенсивно пелітизовані, серицитизовані. Окремі зерна мають зональну будову. Калішпат – ксеноморфні зерна без проявленої гратчастої структури. Біотит – дрібна бурувата луска у міжзернових зонках, що інтенсивно замінюється хлоритом. На ділянках, що піддалися катаклазу і наступному бластезу збільшується кількість кварцу, що утворює лінзовидні скупчення зерен з сутурними краями; дрібнозерниста рекристалізована маса (0,1–0,2 мм) плагіоклаз-калішпатового складу облямовує (містить) реліктові бласти польових шпатів. В таких місцях також розвивається дрібна луска мусковіту, карбонат, епідот-цоїзитовий агрегат. Біотит коричневого кольору утворює луску двох генерацій: більш крупні пластинки, що оточуються пізнішими дрібними. У свою чергу, цей пізній дрібнолускатий біотит перерозподілений у невеликі скупчення.

Біотитовий граніт (монцограніт) Богуславський Рибнік – від дрібнозернистої до дрібно-середньозернистої порода з проявом катаклазу середньої інтенсивності. Структура алотріоморфнозерниста, реліктова гіпідіоморфнозерниста, катакластична. Середній мінеральний склад: плагіоклаз (40%), кварц (25%), калішпат (24%), біотит (5%). Акцесорні та рудні мінерали (1%): апатит, циркон у залізистій оторочці, ортит, сфен, гематит. Вторинні мінерали (5%): пеліт і серицит по плагіоклазу, епідот, серицит і дрібні лусочки мусковіту по міжзернових зонках.

Розділ 3
ПЕТРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО МАСИВУ

За вмістом основних петрогенних оксидів (табл. 3.1), перерахованих на петрохімічні коефіцієнти О. М. Заварицького [20] (табл. 3.2), більшість досліджених гранітоїдів БМ належить до класу пересичених SiO_2 порід (45 > Q > 15). З усіх провідних петротипів цих порід до класу слабо пересичених SiO_2 відноситься гранодіорит Ведровице. Цей петротип у межах зазначеного за кремнекислотністю класу входить до групи багатих на луги порід (a/c > 3). Петротипи Доубравице, Веверська Бітішка, Глина, Крумловський Ліс, Рена у межах класу пересичених SiO_2 порід також складають групу багатих на луги порід (a/c > 8). Причому, гранодіорит Рена відрізняється від інших гранітоїдів масиву різким пониженням (у 3 – 8 разів) величини параметра c, що вказує на низьку основність плагіоклазу. До групи помірно багатих лугами порід (8 > a/c > 4) в межах зазначеного за кремнекислотністю класу входять петротипи Бланско, Коунице, Тетчице, Ведровице, Ольбрамовице. У складі лугів в гранітоїдах БМ, за петрохімічними коефіцієнтами, відмічається переважання натрію над калієм (n = 50,2 – 80,9). Гранітоїди масиву характеризуються низьким вмістом кольорових мінералів (максимальне значення b складає 7,4), мають високу загальну лужність (a = 12,4 – 15,4). Окрему групу складають петротипи Бланско, Глина, Коунице, збагачені MgO (m' = 44,7 – 47,5). При цьому в цілому для гранітоїдів БМ характерно відносно незначне пониження ролі магнію (m') у порівнянні з залізом (f'). Виключення склали лише гранодіорити Рена, у яких петрохімічний показник m' дещо вищий за f'. Гранітоїди Східної зони від аналогічних порід Західної відрізняються пониженими значеннями петрохімічних коефіцієнтів s, Q і підвищеними a, b, n.

Таблиця 3.1. Середній вміст провідних петрогенних оксидів гранітоїдів Брненського масиву (%)

№ з/п	Петротип	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	Доубравице	68,29	0,41	15,90	1,51	0,87	0,06	1,00	1,40	4,53	3,30	0,02
2	Бланско	66,68	0,72	14,24	1,90	2,08	0,11	1,97	2,68	4,20	2,70	0,02
3	Кралово Поле	66,42	0,57	14,68	1,56	1,37	0,09	1,08	3,45	5,65	2,03	0,02
4	Веверська Бітішка	71,31	0,44	13,81	0,67	0,92	0,07	0,65	2,26	4,39	4,24	0,03
5	Коунице	69,83	0,49	14,23	1,19	2,29	0,08	1,63	2,50	3,47	3,47	0,15
6	Тетчице	70,97	0,30	14,47	1,19	1,21	0,07	0,55	2,39	3,67	3,15	0,04
7	Глина	70,04	0,37	12,29	1,91	0,85	0,05	1,39	1,23	3,72	3,64	0,17
8	Рена	72,68	0,26	13,35	0,67	1,42	0,06	1,26	0,35	3,30	4,36	0,08
9	Крумловський Ліс	71,86	0,29	14,13	1,23	1,07	0,07	0,84	1,03	3,04	4,53	0,10
10	Ведровице	70,09	0,23	15,13	1,21	1,78	0,09	0,70	2,64	3,76	2,92	0,07
11	Ольбрамовице	73,19	0,24	13,52	0,73	1,30	0,09	0,53	2,31	3,55	3,33	0,08

Таблиця 3.2. Петрохімічні характеристики Заварицького провідних петротипів гранітоїдів Брненського масиву

Петротип	a	c	b	s	f '	m'	c'	a'	n	t	φ	Q	a/c
Доубравице	14,5	1,7	6,9	76,9	30,8	26,7	0	44,8	65,77	0,4	30,83	23,1	8,5
Бланско	13,3	2,9	7,3	76,5	50,7	44,7	4,7	0	70,1	0,8	22,3	19,0	4,5
Кралово Поле	15,3	2,2	6,6	75,9	41,0	27,7	31,3	0	80,9	0,7	20,5	19,0	6,9
Веверська Бітішка	15,4	1,3	3,9	79,4	37,4	27,4	35,2	0	61,5	0,4	13,7	26,7	11,8
Тетчице	12,5	2,9	3,9	80,6	58,0	23,1	18,8	0	63,8	0,3	27,4	33,4	4,3
Коунице	12,6	3,1	6,2	78,1	53,8	45,1	0	1,1	60,5	0,5	17,6	27,9	4,1
Глина	13,5	1,5	4,9	80,1	51,0	47,5	0	1,4	60,9	0,4	33,6	31,7	9,0
Рена	13,3	0,4	5,5	80,8	33,4	37,2	0	29,3	53,2	0,3	9,6	37,0	33,6
Крумловський Ліс	12,9	1,3	6,3	80,2	31,0	21,9	0	44,9	50,2	0,3	16,7	32,6	9,9
Ведровице	12,4	3,2	4,7	79,7	60,8	24,7	0	14,5	66,0	0,25	23,2	12,5	3,9
Ольбрамовице	12,4	2,7	2,8	82,1	64,4	32,3	3,3	0	61,7	0,2	19,1	36,7	4,6

У відповідності до загальної систематики магматичних порід за кремнекислотністю та вмістом лугів [36] гранітоїди БМ попадають в поле лужноземельного А-ряду. За

О.М. Заварицьким [20], ці утворення відносяться до плюмазитового (пересиченого глиноземом) ряду. За величиною відношення K_2O/Na_2O (0,67–2,78) всі гранітоїди масиву відносяться до калій-натрової серії. Причому роль K_2O зростає з півночі на південь за простяганням масиву, що свідчить про зростання ступеня калієвого метасоматозу (хоча й неоднозначно) в цьому напрямку. За ступенем зростання кремнекислотності порід спостерігається також тенденція до підвищення відношення K_2O/Na_2O. Згідно з класифікаційною діаграмою О.А. Богатікова [5], більшість гранітоїдів БМ потрапляє у поля гранітів та гранодіоритів нормального ряду, і тільки гранодіорити Веверська Бітішка належать до сублужних утворень. На діаграмі індексів лужності–глиноземистості (рис. 3.1) всі петротипи гранітоїдів масиву відносяться до глиноземистих утворень, причому переважна більшість має високоглиноземистий склад, менша – помірноглиноземистий. З одного боку, це свідчить про те, більшість гранітоїдних порід БМ були сформовані вихідними магмами, виділеними в процесі плавлення субстрату. представленого, головним чином, осадовими породами. Але, оскільки за мінеральним, хімічним і елементним складом гранітоїди БМ інтерпретуються переважно як представники I-типу порід (про це у розділі 7), очевидно варто визнати, що доля осадового матеріалу у субстраті, з якого виплавлялися вихідні розплави, не була кількісно переважаючою у порівнянні з магматичним за походженням.

Разом з тим, присутність гранітоїдів з підвищеною лужністю, як це визначено зарубіжними геологами [91], зокрема для гранітів Глина, цією діаграмою не підтверджуються.

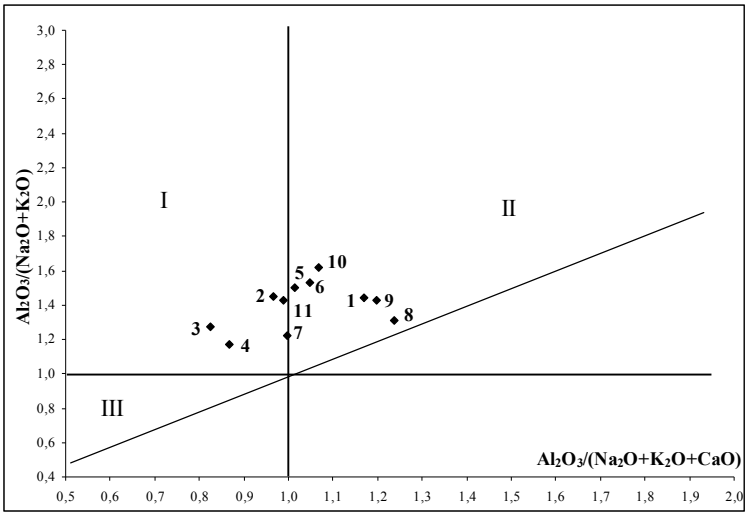


Рис. 3.1. Діаграма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ - $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ для гранітоїдів Брненського массиву, за [90]:

поля складу: I – помірноглиноземисте, II – високоглиноземисте, III – високолужне.
Назви петротипів за їх номерами див. у табл. 3.1.

Як зазначають чеські геологи [74] для гранітоїдів БМ загально поширеним метасоматичним процесом є їхня альбітизація. Числова характеристика n·a(/a+c) відображає ступінь альбітизації порід [62]. На рис. 3.2 показано характер залежності цього показника від Q, що відображає роль лугів у складі польових шпатів та роль Na у складі лугів. Щоб підкреслити значення привнесеного Na та зменшити вплив Na, пов'язаного з Ca у первинному плагіоклазі, у знаменник введений параметр c. За максимального ступеня альбітизації (n·a/(a+c) = 100) за точку відліку при визначенні інтенсивності альбітизації порід можна обрати гранодіорит Доубравице, що відрізняється від інших гранітоїдів БМ найменшим вмістом калішпату. Як бачимо, майже всі фігуративні точки гранітоїдів масиву з більшим вмістом калішпату (за виключенням Кралово Поле) розташовуються нижче ординати цієї точки, що свідчить про відсутність первинного альбіту у їхньому складі. Разом з тим, ступінь альбітизації порід досить високий та збільшується при підвищенні їх основності. Примітно, що у межах Західної гранітоїдної зони з півдня на північ масиву інтенсивність альбітизації зростає. У Східній зоні найбільш інтенсивно альбітизовані гранодіорити Бланско.

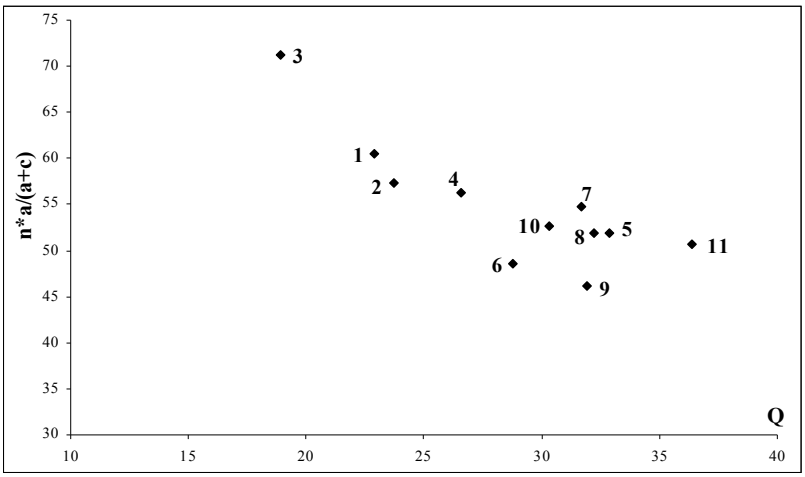


Рис. 3.2. Діаграма зіставлення гранітоїдів Брненського масиву за ступенем альбітизації:
назви петротипів за їх номерами див. у табл. 3.1.

Петрохімічні коефіцієнти агпаітності (ag=(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3) і alkal ($Na_2O+K_2O+Al_2O_3$) гранітоїдних порід БМ є досить стабільними, практично незалежними від кремнекислотності та варіюють в межах 0,44–0,62, 19,65–23,73 відповідно. Коефіцієнт титанистості гранітоїдів масиву (рис. 3.3) також у цілому досить стабільний та виявляє тенденцію до поступового зниження з підвищенням кислотності у напрямку з північного сходу на південний захід. Різко підвищені значення цього показника властиві гранодіориту Веверська Бітішка (27,67), а дещо понижені у порівнянні з іншими петротипами масиву – гранодіориту Ведровице (7,69). Як бачимо, переважаюча більшість петротипів БМ формує єдиний тренд, в якому гранітоїди Західної зони складають збагачену SiO_2 гілку, що свідчить про їх генетичну спорідненість з породами Східної.

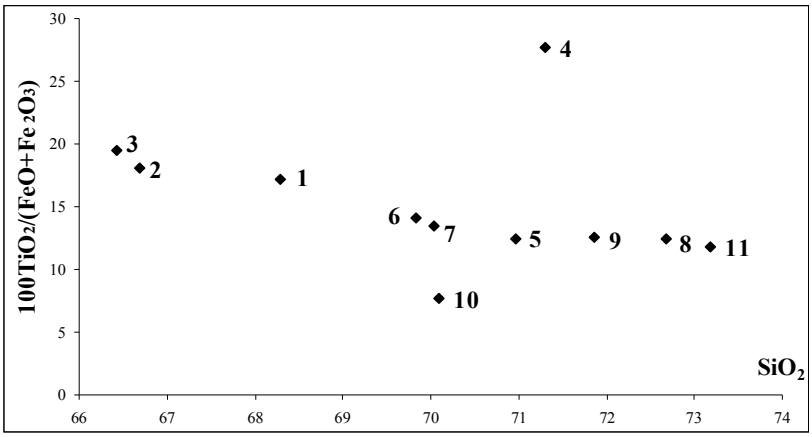


Рис. 3.3. Характер поведінки коефіцієнта титанистості (100TiO_2/($FeO+Fe_2O_3$)–SiO_2 в гранітоїдах Брненського массиву:
назви петротипів за їх номерами див. у табл. 3.1.

Як показник глибинності магматичних порід іноді використовують коефіцієнт окиснення заліза (рис. 3.4), значення якого залежать від парціального тиску кисню під час кристалізації магми. В ідеальному випадку: чим більш глибинним є утворення, тим меншим має бути коефіцієнт окиснення. Частково це підтверджується для мезоабісальних гранодіоритів Рена та Ольбрамовице, точки яких розташовані в нижній частині діаграми, і для менш глибинних гранітів Глина – у верхній. Однак, чіткої залежності коефіцієнта окиснення від глибини формування досліджуваних порід не спостерігається, що пояснюється інтенсивністю процесів вторинних перетворень (хлоритизація фемічних мінералів [61] тощо).

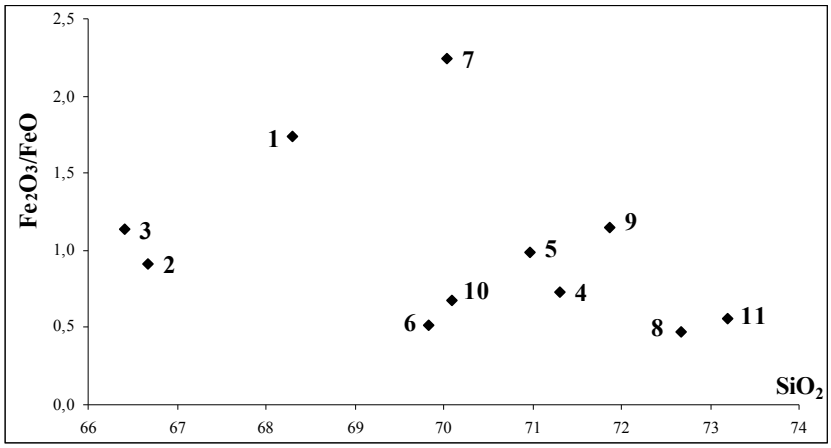


Рис. 3.4. Характер поведінки коефіцієнта окиснення заліза в гранітоїдах Брненського масиву:

назви петротипів за їх номерами див. у табл. 3.1.

Розділ 4
ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО ТА ДІЙСЬКОГО МАСИВІВ

Для вивчення особливостей розподілу мікроелементів у гранітоїдах Брненського і Дійського масивів була використана оригінальна аналітична інформація щодо вмісту 30 хімічних елементів (табл. 4.1). Серед їх числа: сидерофільні – Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni; халькофільні – Cu, Pb, Zn, Ag, Ga, Ge, Sn, Mo; літофільні – Nb, Zr, Sc, La, Ce, Y, Th, U, K, Na, Li, Rb, Sr, Ba, Be, P. Обчислення їх кларків концентрації (КК) в окремих видах гранітоїдних порід здійснювалося шляхом порівняння з таблицею глобальних кларків відповідних порід О. П. Виноградова [7] і лише для скандію – з урахуванням даних О. О. Беуса та ін. [3].

Таблиця 4.1. Середній вміст хімічних елементів в гранітоїдах Брненського та Дійського масивів

№ з/п	Петротип	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	Ge	Sn	Mo
1	Доубравице	2577	33	7	483	5,8	5,4	13	4,0	40	0,06	15,0	0,8	1,7	0,7
2	Бланско	3700	78	9	598	10,2	9,5	14	7,0	96	0,16	21,0	0,9	2,2	1,1
3	Чорна Гора	610	6	6	174	1,9	4,8	20	13,0	20	0,04	13,0	0,9	1,4	7,3
4	Кралово Поле	2700	30	9	428	5,1	6,6	14	9,0	42	0,04	18,0	0,8	1,7	0,9
5	Веверська Бітішка	1725	21	5	363	4,9	5,5	13	11,0	29	0,05	15,8	0,9	2,7	0,6
6	Коунице	1667	21	6	250	3,8	5,0	13	11,0	25	0,07	14,0	0,9	2,3	0,7
7	Тетчице	1808	15	9	305	3,8	5,2	13	7,0	20	0,13	14,0	1,0	0,5	0,8
8	Глина	1050	10	7	220	3,8	5,5	13	12,0	24	0,05	12,0	0,8	1,8	1,7
9	Рена	1023	13	6	336	4,9	2,9	13	12,0	26	0,07	14,0	0,7	1,4	0,8
10	Крумловський Ліс	1667	12	6	412	3,2	5,0	16	13,0	42	0,05	16,0	0,9	1,7	0,5
11	Ведровице	1771	13	6	422	3,9	4,6	13	11,0	40	0,05	17,0	1,3	6,3	0,6
12	Ольбрамовице	1167	10	6	406	2,8	4,5	13	11,0	33	0,03	17,0	0,8	2,9	0,5
13	Вировице	4340	42	8	830	12	6,5	13	8,2	66	0,04	21,0	1,4	3,0	0,9
14	Твориграз	1250	11	5	159	3,0	5,0	13	9,9	22	0,03	16,0	0,5	3,4	0,8
15	Унанов	1667	12	7	250	3,0	5,6	13	10,7	48	0,03	23,0	0,9	3,2	0,6
16	Зноймо	2118	10	8	469	5,5	5,3	13	11,0	49	0,03	17,0	1,2	2,8	0,75
17	Тасовице	1611	13	5	342	3,2	5,2	13	13,0	27	0,03	16,0	0,9	2,2	0,6
18	Машовице	1880	20	7	529	4,5	5,8	13	10,8	52	0,04	20,0	1,3	5,7	0,7
19	Богуславский Рибнік	1500	12	6	333	3,4	5,7	13	9,2	27	0,03	18,0	0,9	2,3	0,7

Закінчення таблиці 4.1

№ з/п	Петротип	Nb	Zr	Sc	La	Ce	Y	Th	U	K	Na	Li	Rb	Sr	Ba	Be	P
1	Доубравице	8,3	148	6,0	16	50	10	6	1	2,13	3,09	13	58	571	603	1,8	492
2	Бланско	8,2	108	7,3	16	50	10	7	2	2,45	3,26	22	56	772	605	1,8	668
3	Чорна Гора	16	147	4,2	17	50	13	10	2	3,45	0,78	4	124	159	476	4,7	185
4	Кралово Поле	11,5	204	5,0	17	50	10	7	1	2,36	3,33	24	65	356	626	1,9	444
5	Веверська Бітішка	10,4	283	5,0	24	52	12	7	1	2,59	3,07	14	42	738	716	1,8	376
6	Коунице	8,7	205	4,5	17	50	11	13	2	2,83	2,77	11	72	457	667	1,8	393
7	Тетчице	9,8	176	5,0	21	63	11	12	1	3,08	2,76	18	106	193	519	1,8	366
8	Глина	14,8	174	4,0	27	63	14	26	3	4,1	2,28	60	182	224	458	2,3	243
9	Рена	11,4	152	5,0	16	50	10	29	4	2,56	3,70	13	163	198	456	2,2	315
10	Крумловський Ліс	13	167	4,5	15	50	12	10	2	3,11	2,72	21	126	552	595	2,4	353
11	Ведровице	14,9	131	5,0	15	50	14	10	2	2,88	2,79	34	134	336	567	2,6	339
12	Ольбрамовице	12	193	5,0	18	50	11	11	2	3,12	2,75	16	131	292	581	2,0	334
13	Вировице	11	254	9,0	20	40	11	–	–	2,55	2,75	35	85	920	728	1,8	880
14	Твориграз	21	297	6,0	37	59	35	–	–	3,93	2,57	3	159	183	571	2,1	223
15	Унанов	17	150	4,0	21	40	13	–	–	3,79	2,57	31	180	393	637	2,3	270
16	Зноймо	11	161	4,9	17	40	12	–	–	2,50	2,79	40	108	517	651	2,0	432
17	Тасовице	13	259	5,0	31	55	15	–	–	3,29	3,00	10	103	214	638	1,8	238
18	Машовице	14	170	5,0	15	20	12	–	–	3,36	2,75	35	118	550	609	2,3	353
19	Богуславский Рибнік	16	243	4,0	16	40	14	–	–	3,79	2,81	17	115	233	640	1,8	343

Примітка. K, Na наведені в %, інші елементи – в г/т, прочерк – елемент не визначався.

Геохімічна типізація гранітоїдних порід цих масивів проводилася на основі досліджень еволюційних змін середнього вмісту відповідних асоціативних груп хімічних елементів через відповідні величини значень індикаторних відношень їх середніх кларків концентрацій. Найменування геохімічного типу провідних петротипів гранітоїдів визначалося за назвою тих асоціативних груп елементів, величини усереднених КК яких були більшими за кларкові. У тих випадках, коли КК цих асоціацій елементів у петротипах дорівнювали або були меншими за кларковий рівень, віднесення їх до відповідних геохімічних типів вважалося умовним і здійснювалося з урахуванням значень КК тих двох асоціативних груп елементів, величини яких були найбільшими.

Для лаконічності при характеристиці ступеня спеціалізації порід використані наступні умовні параметри КК хімічних елементів: 1<КК<1,5 – геохімічна спеціалізація умовна; 1,5<КК<3,0 – ймовірна; 3,0<КК<9,0 – явна. Назви петрографічних видів гранітоїдних порід БМ і ДМ, до геохімічної характеристики яких ми переходимо, наведені у відповідності до рекомендацій Підкомісії з систематики вивержених порід Міжнародного союзу геологічних наук [27].

Гранодіорити Доубравице умовно спеціалізовані на титан, кобальт, срібло і ймовірно – на стронцій. Якщо для перших двох хімічних елементів і останнього з них з визначенням їх мінералів-носіїв проблем немає (судячи з петроскладу порід, це, відповідно – біотит і польові шпати), то для срібла це зробити за наявних даних неможливо. Скоріш за все, його основними мінералами-концентраторами є магнетит, сфен. З цими ж акцесоріями пов'язаний також підвищений вміст титану і кобальту. Середній вміст всіх інших досліджених елементів-домішок в цьому петротипі не досягає навіть кларкових значень.

Геохімічно гранодіорити Бланско у порівнянні з попереднім петротипом відрізняються вищим середнім вмістом всіх без винятку сидерофільних і більшості халькофільних елементів (крім міді, германію), а також низки літофільних, серед яких Sc, Th, U, Li, P, Na, і більш низьким – Nb, Zr, Y, Rb, Ba, Be. Характерно, що такий розподіл елементів здійснюється на фоні зменшення кремнекислотності та калієвості порід. Особливо різко (у 2–3 рази) зростають в породах концентрації ванадію, цинку і срібла, сягаючи при цьому рівня значень ймовірної і явної спеціалізації відповідно. Крім того, гранодіорити Бланско умовно спеціалізовані на Ti, Ni, Mo і ймовірно – на Sr. На кларковому рівні в них зафіксований середній вміст Mn, P. Всі інші хімічні елементи з числа досліджених для цих порід є дефіцитними.

На відміну від попередніх петротипів, гранодіорити Кралово Поле характеризуються досить низьким ступенем спеціалізації на більшість елементів. Лише вміст Ti та Sr виявився дещо вищим за кларковий (КК=1,2), а Co був визначений на рівні глобальних значень. Відрізняються гранодіорити Кралово Поле від більшості петротипів БМ також пониженим вмістом Ag – основного типоморфного елемента їх геохімічної спеціалізації. Характерно, що від гранодіоритів Доубравице через Бланско і до Кралово Поле закономірно зростає вміст Pb, відзначається тенденція до зростання Nb, Th, Li, Ba і практично не змінюється Cu, Ge, La, Y, Rb. І все це відбувається на фоні зменшення кремнекислотності, калієвості та одночасного підвищення кальцієвості порід по латералі з півночі на південь за простяганням масиву.

Гранодіорити Веверська Бітішка характеризуються умовною спеціалізацією на Zr і ймовірною на Sr. Середній вміст в них Co і Ag зафіксований на кларковому рівні. Всі інші елементи присутні в цих породах у низькокларкових кількостях.

Геохімічною специфікою гранітів Коунице є їх збіднення на всі сидерофільні елементи та більшість халькофільних (за винятком Ag) і літофільних (крім Sr), на які ці породи умовно спеціалізовані.

Граніти (монцограніти) Тетчице умовно спеціалізовані на Ag. Серед числа інших петротипів БМ за ступенем накопичення цього елемента вони поступаються лише гранодіоритам Бланско. Вміст всіх інших елементів не досягає навіть кларкових значень. Причому збіднення порід на Sr є їхньою геохімічною ознакою, чим вони власне відрізняються від охарактеризованих вище петротипів.

В надкларкових кількостях у гранітах Глина зустрічаються лише Th (КК=1,4), Li (КК=1,5) і Mo (КК=1,7), які для цих порід є типоморфними елементами спеціалізації. Мінералами-носіями торію можуть бути біотит, мусковіт, а мінералами-концентраторами – монацит, апатит, сфен, циркон. Високий вміст літію однозначно пов'язаний з біотитом, а молібдену – не виключено, з усіма зазначеними породотвірними і акцесорними мінералами. Окрім наведених елементів у породах надкларковий вміст відмічається для Ag в діапазоні значень ймовірної спеціалізації, Zr –

умовної. На відміну від інших петротипів БМ лише в гранітах Глина середній вміст Nb сягає кларкового рівня. Всі інші хімічні елементи з числа досліджених є для цих порід дефіцитними.

Геохімічною специфікою гранодіоритів Рена є їх збіднення на сидерофільні елементи, більшість халькофільних (крім срібла), а також на більшість літофільних (за винятком радіоактивних елементів). Якщо на U породи спеціалізовані в діапазоні значень ступеня умовної спеціалізації, то на Th – вже ймовірного. Судячи з петроскладу порід мінералами-носіями торію і урану є темноколірні мінерали і, в першу чергу, біотит, а також амфібол. Причому, вміст біотиту в цьому петротипі є найвищим з-поміж інших гранітоїдів БМ. Мінералами-концентраторами радіоактивних елементів можуть бути всі ідентифіковані в них акцесорні мінерали – апатит, циркон, циртоліт, сфен.

В гранодіоритах Крумловський Ліс високий вміст на рівні значень ймовірної та умовної спеціалізації відповідно зафіксований лише для Ag та Sr. Вміст всіх інших хімічних елементів, за винятком срібла, не досягає навіть кларкових значень.

Гранодіорит Ведровице єдиний з петротипів БМ, у якому середній вміст Sn (КК=2,3) і Sr (КК=1,1) є вищим за кларковий. Серед числа інших хімічних елементів лише концентрації срібла досягають кларкових значень. Всі інші елементи для петротипу є дефіцитними.

У гранодіоритах Ольбрамовице не виявлено жодного з числа досліджених хімічних елементів, вміст якого перевищував би глобальні значення. Кларковий рівень накопичення зафіксований лише для Sn, Zr, Sr.

Для виявлення серед гранітоїдів БМ однорідних груп петротипів з метою подальшої їх систематизації був проведений кластер-аналіз і МГК (у режимі кореляційної матриці, R-метод). Кластеризація даних елементного складу по 11 петротипах досліджуваних порід дозволила розділити їх в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції на 4 групи (рис. 4.1). До складу першої з них увійшли виключно провідні петротипи гранітоїдів Східної зони масиву. Другу групу утворили гранодіорити Веверська Бітішка і граніти Коунице. У третю групу виділилися граніти Тетчице та Глина. Четверту групу склали гранодіорити Рена, Крумловський Ліс, Ведровице, Ольбрамовице. Територіально гранодіорити першої і четвертої породних груп представляють північну і південну частини БМ відповідно, а друга і третя – центральну. Південна частина масиву має тектонічний контакт по розлому Іванча з центральною. Варто зауважити, що цей розлом відіграє визначальну роль не тільки в будові БМ, а й у суміжних з ним структурах. З одного боку, розлом Іванча розділяє гранітоїди південної найбільш піднятої частини масиву від центральної, а з іншого – не виключено, що він є тектонічним швом, що розмежовує різноорієнтовані структури Західних Карпат і Альп. Іншими словами, протягом тривалого періоду розвитку цієї ділянки Землі він не раз міг поновлюватися, що й призвело до різного ступеня денудаційного зрізу суміжних з ним блоків.

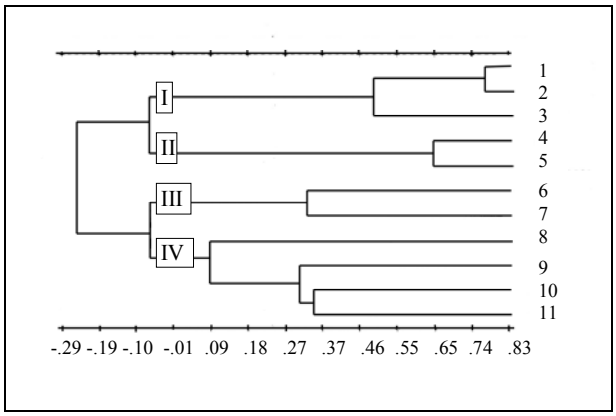


Рис. 4.1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів Брненського масиву:

1. Назви петротипів за їх номерами (1–11) див. табл. 3.1.
2. Римськими цифрами (I–IV) виділені породні групи петротипів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Згідно з проведеною нами геохімічною типізацією гранітоїдів виявилось, що практично всі провідні петротипи Західної зони БМ належать до літофільно-халькофільного типу, і лише граніти Тетчице – до халькофільного типу. Менш диференційованими у порівнянні з породами Західної

зони масиву виявилися гранодіорити Східної, які відносяться до халькофільно-сидерофільного і сидерофільно-халькофільного профілів спеціалізації. Припускається, що різний ступінь геохімічної диференціації гранітоїдів, які представляють різні зони БМ, може бути зумовлений різною глибиною їхнього ерозійного зрізу.

Коректність розподілу провідних петротипів гранітоїдів БМ на окремі групи за результатами кластер-аналізу їх елементного складу наочно демонструє факторна діаграма (рис. 4.2). Як бачимо, на ній поля фігуративних точок елементного складу петротипів гранітоїдів всіх чотирьох груп чітко розмежовані між собою. Зокрема, точки порід Східної гранітоїдної зони (північна частина масиву) локалізовані виключно у правій частині діаграми, а центральної та південної головним чином – у лівій. Фактор 1, на долю якого припадає до 42,1% загальної дисперсії, інтерпретується як фактор основно-кислотної диференціації порід. Зазначимо, що у зв'язку з ним значущі позитивні факторні навантаження мають (у порядку їхнього зменшення): P, Ti, V, Co, Mn, Zn, Ge, Sr, а негативні – K, Rb, Nb, Y.

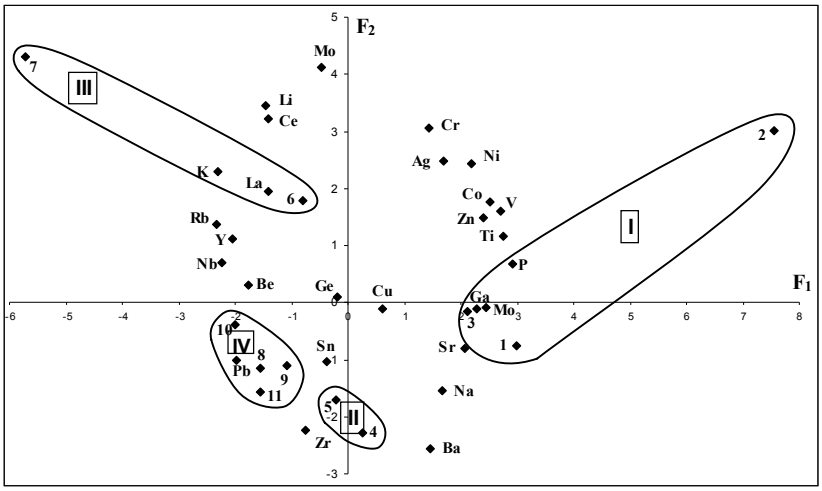


Рис. 4.2. Факторна діаграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдів Брненського масиву за мікроелементним складом:

1. Назви петротипів за їх номерами див. табл. 3.1.
2. Контурами окреслені фігуративні точки окремих породних груп петротипів (I, II, III, IV), що характеризуються позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Фактор 2 (16,5% загальної дисперсії) характеризує зміни елементного складу порід, зумовлені рудогенеруючими процесами. Відмітимо, що серед рудних елементів у зв'язку з цим фактором найбільшими факторними навантаженнями позитивного знаку характеризується Mo, що вказує на металогенічні перспективи БМ, незначні рудопрояви якого на його території (рудопрояв Чорна Гора) вже відомі. За цим елементом у порядку зменшення їх навантажень слідують Li, Ce, Cr, Ag, Ni, La, три з яких відносяться до групи рудогенних. Протилежними до них за знаком є Ba, Zr.

На даний час як в літературних джерелах, так і в Інтернет-виданнях відсутня конкретна аналітична інформація про особливості розподілу елементів у гранітоїдах Дійського масиву. Маємо також скупі відомості щодо процентного складу породотвірних мінералів у провідних петротипах цих порід. Недостатньою є і кількість виділених на сьогодні провідних петротипів серед гранітоїдних порід масиву з тим, щоби отримати коректні висновки за результатами проведених досліджень. Якщо в австрійській частині ДМ, яку ми не розглядаємо, зарубіжні дослідники розрізняють чотири основних типи гранітоїдів [105], то в чеській всього два: Пулкау [107] і Тасовице [72]. До типу Пулкау віднесені граніти, що в основному поширені в західній частині масиву, тоді як діорити і лейкограніти Тасовице [72] переважають у його східній. В своїй роботі ми будемо дотримуватися (про вже зазначалося) розділення гранітоїдних порід ДМ на 7 типів, як це було прийнято на час їх безпосередніх польових досліджень. Нижче наводиться їх геохімічна характеристика.

Геохімічно з-поміж провідних петротипів ДМ гранодіорит Вировице відрізняється високими (у 2–3 рази більшими у порівнянні з іншими петротипами) концентраціями низки сидерофільних елементів, а саме Co, Ti, Mn, Cr. Із них середній вміст останніх двох елементів знаходиться в діапазоні значень ступеня умовної спеціалізації, а перших двох сягають навіть рівня ймовірної. За

кількісним співвідношенням сидерофільних елементів їх аналогом у Брненському масиві є гранодіорити Бланско. Наведений асоціативний набір елементів вказує на те, що джерелом плавлення вихідним розплавів для гранодіоритів Вировице були магматичні породи середньо-основного складу. В значно менших кількостях в породах присутні елементи халькофільної групи. З них на кларковому рівні зафіксований вміст Ge і Sn і незначно вищий – Zn і Ga (КК=1,1). Геохімічною специфікою порід є їх значна спеціалізація на стронцій і умовна – на скандій та фосфор, чим, власне, відрізняються від інших петротипів гранітоїдних порід не тільки Дійського, а й Брненського масиву. Крім зазначених елементів, надкларкові значення вмісту на рівні умовної спеціалізації в цьому петротипі з числа літофілів має ще цирконій.

В геохімічному відношенні дефіцитними для гранодіоритів Унанов є всі сидерофільні, а також більшість елементів халькофільної групи, за винятком галію та олова, а також літофільної, крім стронцію. Причому, КК галію в цьому петротипі у порівнянні з іншими гранітоїдами ДМ досягає своїх максимальних значень – 1,2. У діапазоні значень ступеня умовної спеціалізації також знаходиться середній вміст олова та стронцію.

Гранодіорити Зноймо збіднені на всі халькофільні елементи і переважну більшість сидерофільних і літофільних. Винятком є літій з КК=1,0, кобальт з КК=1,1 і стронцій, КК якого досягає значень рівня ймовірної спеціалізації.

Граніти (сієнограніти) Твориграз збіднені на сидерофільні елементи і більшість халькофільних та літофільних, із числа яких у надкларкових кількостях визначені лише олово та ніобій на рівні значень умовної спеціалізації, а також цирконій – ймовірної. Геохімічною особливістю цих порід, що вирізняє їх серед інших петротипів як Дійського, так і Брненського масивів, є відносно різке (у 2–3 рази) зростання середнього вмісту ітрію, який в цих породах досягає своїх максимальних значень – кларкового рівня.

У гранітах (монцогранітах) Тасовице в надкларкових кількостях визначений лише вміст цирконію з КК=1,3. Всі інші елементи з числа проаналізованих є для них дефіцитними.

Всього два елементи визначають позитивну спеціалізацію гранітів (монцогранітів) Машовице на рівні ймовірної – це олово і стронцій. Характерно, що в цьому петротипі середній вміст олова сягає своїх максимальних значень (майже у 2 рази вищих) з-поміж інших гранітоїдних порід ДМ, що безумовно є їх геохімічною ознакою.

За винятком цирконію (КК = 1,2) всі інші елементи для гранітів (монцогранітів) Богуславський Рибнік є дефіцитними.

Як слідує з наведеного, у чотирьох з семи петротипів гранітоїдів ДМ вміст цирконію перевищує кларковий рівень. Єдиним мінералом-концентратором цього елементу, судячи з мінерального складу порід, є циркон,а для гранітів Тасовице і Богуславський Рибнік ще й сфен.

Після обробки значної за обсягом аналітичної інформації з використанням середнього вмісту по 25 хімічних елементах, кластерний аналіз зафіксував наступну ієрархію кореляційних залежностей між виділеними на ДМ провідними петротипами гранітоїдів. Всього на масиві в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції було виділено 3 групи геохімічно однорідних порід (рис. 4.3). До складу першої увійшли гранодіорити Вировице і Зноймо. Друга породна група представлена петротипами Унанов і Машовице і третя – гранітами Тасовице, Богуславський Рибнік, до яких приєднуються граніти Твориграз. Характерно, що структурно всі петротипи гранітоїдів третьої породної групи поширені у східній частині ДМ, тоді як породи перших двох – у західній, що, вочевидь, вказує на блоковий характер його будови. Зазначимо, що хоча петротипи перших двох груп і характеризуються між собою від'ємним зв'язком, але він тісніший, ніж це визначено між першими двома групами петротипів і третьою.

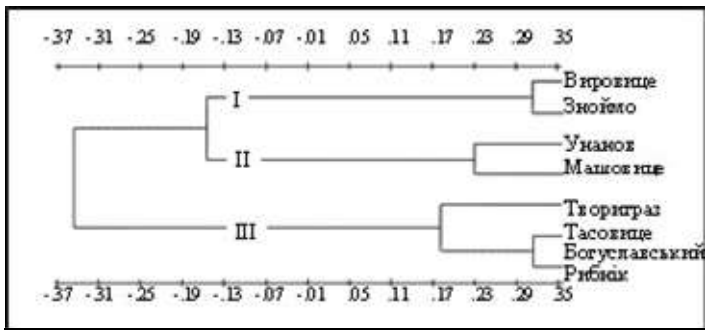


Рис. 4.3. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів Дійського масиву за їх елементним складом:

римськими цифрами виділені породні групи петротипів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Факторна діаграма (рис. 4.4), побудована за результатами кореляційного аналізу елементного складу провідних петротипів ДМ методом головних компонент у режимі кореляційної матриці (R-метод), слугує наочним підтвердженням розділення їх сукупності на три породних групи. Як бачимо, контури полів фігуративних точок петротипів окремих гранітоїдних груп між собою не перекриваються.

Характерно, що всі петротипи третьої породної групи, а також гранодіорити Унанов, фігуративні точки елементного складу яких знаходяться у лівій від осі F_2 частині діаграми, відносяться до літофільно-халькофільного, або навіть халькофільно-літофільного типу, як, наприклад, граніти Твориграз, тоді як аналогічні точки інших петротипів (права частина діаграми) – до сидерофільного або сидерофільно-халькофільного.

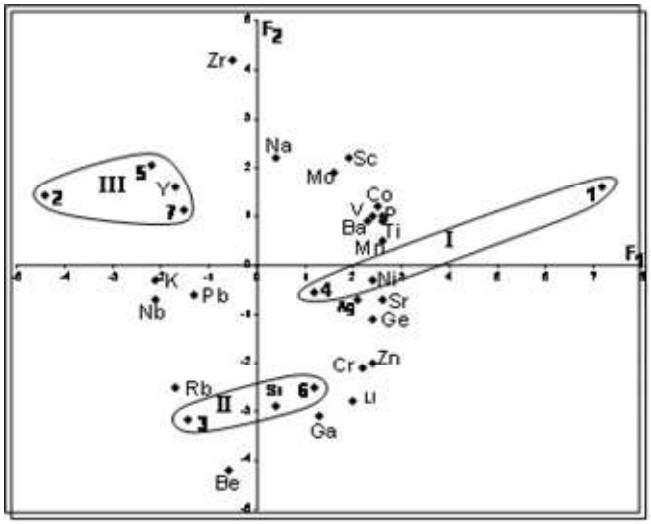


Рис. 4.4. Факторна діаграма фігуративних точок елементного складу провідних петротипів гранітоїдів Дійського масиву:

1. Петротипи: 1 – Вировице; 2 – Твориграз; 3 – Унанов; 4 – Зноймо; 5 – Тасовице; 6 – Машовице; 7 – Богуславський Рибнік.
2. Контурами окреслені породні групи (I, II, III) петротипів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Таким чином, гранітоїди, які представляють в основному східну частину ДМ, є геохімічно більш збагаченими на літофільні елементи, ніж породи західної, що дозволяє припустити їх молодший вік у порівнянні з останніми, або вони поширені на території, що характеризується меншим рівнем ерозійного зрізу.

Перший фактор (55% загальної дисперсії), головним чином, визначає процес основно-кислотної диференціації гранітоїдних порід. У зв'язку з цим фактором між собою протиставляються наступні асоціації хімічних елементів (у порядку зменшення значущих факторних навантажень): Ti, Mn, Sr, P, Co, V, Ni, Zn, Ge, Ba, Cr, Ag, фігуративні точки яких приурочені до позитивного кінця осі, і K, Nb – до від'ємного.

Відповідно, з F_2 (17% загальної дисперсії) Zr, Sc, Na мають значущі позитивні факторні навантаження, а протилежними до них за знаком є: Be, Ga, Sn, Li, Rb. Цей фактор можна вважати індикатором незначних за інтенсивністю рудогенеруючих процесів, що підкреслюється різким по відношенню до інших петротипів ДМ накопиченням олова у гранітах Машовице, КК якого сягає рівня 1,9.

Завершуючи геохімічну характеристику провідних петротипів гранітоїдних порід Брненського і Дійського масивів акцентуємо увагу на підвищеному вмісті в надкларкових кількостях стронцію, що є регіональною особливістю цих плутонічних утворень. Оскільки стронцій є типоморфним елементом порід габроїдних і базальтових формацій, можна припустити, що джерелом вихідних розплавів були породи основно-середнього складу.

Розділ 5
ПЕТРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО ТА ДІЙСЬКОГО МАСИВІВ

5.1. Брненський масив

Характеристика фізичних властивостей провідних петротипів гранітоїдів БМ наводиться згідно з традиційним для чеських дослідників територіальним поділом гранітоїдних утворень на дві зони: Східну та Західну. Результати вивчення петрогустинних, ємнісних та теплофізичних параметрів зведено у табл. 5.1, магнітних – у табл. 5.2, радіоактивних – у табл. 5.3. Для аналізу зв'язків фізичних характеристик між собою, а також параметрами речовинного складу порід була складена матриця кофіцієнтів парної кореляції. Нами інтерпретувалися переважно значущі кореляційні зв'язки. Значущість коєфіцієнтів визначалась за умов: $r \geq 1{,}96/\sqrt{n}$, де n – кількість об'єктів. В нашому випадку за n=11 значення $r \geq 0{,}59$.

Таблиця 5.1. Петрогустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики гранітоїдів Брненського масиву

Петротип	δ		ρ		$П_з$		λ		β	
	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V
Доубравице	2,81 / 2,77-2,84	1,2	2,69 / 2,68-2,69	0,7	3,7 / 2,8-4,6	24	2,90 / 2,78-3,02	3,7	0,16 / 0,13-0,20	38
Бланско	2,75 / 2,74-2,77	0,9	2,67 / 2,64-2,84	0,8	2,5 / 1,7-3,3	44	2,54 / 2,50-2,58	4,7	0,3 / 0,31-0,34	47
Чорна Гора	2,64 / 2,62-2,67	0,8	2,59 / 2,56-2,61	0,6	2,3 / 1,8-4,0	39	3,09 / 3,0-3,2	3,2	0,22 / 0,13-0,31	32
Кралово Поле	2,66 / 2,64-2,70	0,9	2,62 / 2,59-2,65	0,7	1,5 / 1,0-2,4	60	2,69 / 2,45-2,83	4,8	0,26 / 0,12-0,37	31
Веверська Бітішка	2,72 / 2,70-2,74	0,7	2,61 / 2,60-2,63	0,5	4,0 / 3,6-4,3	27	2,81 / 2,65-3,23	4,7	0,13 / 0,05-0,25	41
Тетчице	2,70 / 2,67-2,74	1,0	2,62 / 2,59-2,64	0,5	2,4 / 0,8-5,2	25	2,93 / 2,56-3,21	6,5	0,17 / 0,16-0,20	41
Коунице	2,72 / 2,70-2,73	0,2	2,61 / 2,59-2,63	0,2	4,0 / 3,7-4,3	3	2,90 / 2,52-3,35	9,3	0,18 / 0,16-0,23	17
Глина	2,66 / 2,64-2,68	0,3	2,59 / 2,58-2,60	0,7	2,7 / 2,0-3,3	41	2,80 / 2,65-2,97	5,0	0,23 / 0,06-0,38	74
Рена	2,67 / 2,67-2,68	0,7	2,61 / 2,60-2,62	0,7	2,6 / 2,3-2,9	23	3,12 / 3,06-3,17	4,5	0,16 / 0,15-0,17	25
Крумловський Ліс	2,70 / 2,63-2,77	0,4	2,62 / 2,58-2,66	0,3	2,7 / 1,6-3,7	15	3,26		0,26	
Ведровице	2,70 / 2,63-2,77	0,6	2,62 / 2,60-2,64	0,7	3,4 / 1,8-5,0	27	2,79 / 2,51-3,03	6,5	0,21 / 0,05-0,32	48
Ольбрамовице	2,70 / 2,68-2,72	0,4	2,65 / 2,63-2,67	0,6	1,6 / 1,2-2,2	19	3,04 / 2,85-3,25	5,3	0,25 / 0,10-0,32	36

Примітка. $\bar{x}$ – середнє значення параметра; x_{min}, x_{max} – мінімальне та максимальне значення параметра; V – середнє значення коефіцієнту варіації (%).

Таблиця 5.2. Магнітні характеристики гранітоїдів Брненського масиву

Петротип	æ		*In*		*Q*		*Is*	
	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V	$\bar{x}$ / $x_{min} - x_{max}$	V
Доубровице	0,081 / 0,065-0,096	70	0,07 / 0,004-0,0011	100	0,2 / 0,2-0,3	46	0,140 / 0,112-0,168	51
Бланско	0,921 / 0,816-1,026	39	0,047 / 0,025-0,070	53	0,1 / 0,1-0,2	40	0,880 / 0,614-1,146	44
Чорна Гора	0,012	42	0,001	100	0,3	54	0,099	23

Петротип		æ		*In*		*Q*		*Is*	
		$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$	V	$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$	V	$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$	V	$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$	V
Кралово Поле		0,028 / 0,019-0,039	21	0,003 / 0,002-0,007	67	0,2 / 0,1-0,4	40	0,123 / 0,056-0,277	55
Веверська Бітішка		0,019 / 0,018-0,020	60	0,003 / 0,002-0,003	41	0,4 / 0,3-0,5	36	0,132 / 0,106-0,158	21
Тетчице		0,031 / 0,022-0,038	55	0,003 / 0,002-0,005	67	0,3 / 0,2-0,4	35	0,059 / 0,033-0,112	34
Коунице	1	0,021	19	0,002	50	0,2	17	0,153	7
	2	0,844	25	0,025	20	0,1	142	0,415	49
Глина		0,015 / 0,013-0,018	73	0,002 / 0,001-0,003	50	0,3 / 0,2-0,3	28	0,063 / 0,012-0,114	32
Рена		0,024 / 0,022-0,027	54	0,003 / 0,002-0,003	33	0,2 / 0,2-0,3	52	0,044 / 0,017-0,071	43
Крумловський Ліс		0,040 / 0,013-0,067	18	0,005 / 0,002-0,009	80	0,3 / 0,2-0,3	54	0,063 / 0,032-0,087	24
Ведровице		0,016 / 0,015-0,017	44	0,002 / 0,001-0,002	100	0,3 / 0,3-0,4	44	0,073 / 0,029-0,117	44
Ольбрамовице		0,018	78	0,003	67	0,3	41	0,097	29

Примітка: умовні позначки відповідають табл. 5.1.

Таблиця 5.3. Радіоактивні характеристики гранітоїдів Брненського масиву

Петротип	ЗР, $U_{екв}$ 10^{-4}%	V	K, %	V	U, 10^{-4}%	V	Th, 10^{-4}%	V	Th/U	Частка елемента у загальному випромінені, %		
	$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$		$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$		$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$		$\frac{\bar{x}}{x_{min} - x_{max}}$			U	Th	K
Доубравице	6,4 / 6,2-6,6	30	2,1 / 2,1-2,2	11	1,2 / 1,0-1,3	18	5,6 / 5,0-6,0	37	5	16	30	54
Бланско	9,9 / 9,4-10,5	42	2,5 / 2,4-2,5	7	1,5 / 1,2-1,7	23	6,6 / 4,8-7,2	54	4	22	33	45
Чорна Гора	16,2	25	3,5	7	1,6	53	10,0	9	6	17	39	44
Кралово Поле	8,3	18	2,4	8	1,0	10	6,8	18	7	26	27	47
Веверська Бітішка	9,9 / 8,4-11,3	13	2,6 / 2,3-2,9	13	1,0		6,8	20	7	15	37	48
Тетчице	11,8 / 8,4-14,6	22	3,1 / 2,9-3,2	14	1,0 / 0,6-1,3	38	11,6 / 3,8-15,1	53	12	11	42	47
Коунице	13,6 / 12,1-15,2	27	2,8 / 2,3-3,4	41	1,1 / 1,0-2,3	56	12,8 / 12,0-13,0	19	12	17	47	36
Глина	25,2 / 21,6-28,7	8	4,1 / 4,0-4,2	9	3,2 / 3,0-3,3	7	26,0 / 25,0-28,0	21	8	17	54	29
Рена	24,3 / 20,6-28,1	31	3,7 / 3,4-4,0	11	4,1 / 3,3-4,8	26	29,2 / 26,9-35,7	24	7	20	57	23
Крумловський Ліс	10,5 / 10,4-10,7	12	3,1 / 3,0-3,3	9	1,6 / 1,0-2,2	53	10,0 / 9,8-10,5	25	6	17	41	42
Ведровице	10,9 / 10,8-11,1	13	2,9 / 2,8-2,9	5	1,8 / 1,5-2,0	20	9,9 / 7,3-10,3	11	6	20	38	42
Ольбрамовице	14,3	15	3,1	14	2,2	49	10,6	20	5	22	39	39

Примітка. умовні позначки відповідають табл. 5.1.

5.1.1. Петрогустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики

Гранодіорити Доубравице характеризуються найбільшими значеннями об'ємної та мінеральної густини серед досліджених гранітоїдів БМ (відповідно 2,69 та 2,81). Їх висока мінеральна густина викликана відносно високим вмістом плагіоклазу (50,1 %), (причому поряд з олігоклазом присутній також андезит) порівняно з вмістом калієвого польового шпату (6 %). Варто зазначити, що при високому рівні щільності, порода, всупереч очікуванню, містить незначну кількість темнобарвних та акцесорних мінералів. Остання особливість й визначила, швидше за все, достатньо високий рівень теплопровідності (2,90). Коефіцієнт теплової неоднорідності невисокий (β=0,16), оскільки порода дрібнозерниста та має масивну текстуру.

Загальна пористість гранодіоритів висока (3,7) та варіює у досить широких межах (2,8–4,6). Породи, ймовірно, вторинно розущільнені, сучасний їх вигляд багато в чому визначений крихкими деформаціями, про що свідчать такі петрографічні ознаки, як високий ступінь подрібненості та виразно хвилясте згасання кварцу.

Гранодіорити Бланско, як і гранодіорити Доубровице, відносятся до найбільш щільнісних порід серед інших петротипів гранітоїдів БМ. Їх підвищена мінеральна густина (2,81) обумовлена більш високим, ніж в інших петротипах гранітоїдів, вмістом оксидів заліза, магнію та кальцію, а об'ємна густина – відносно високим (49,4 %) вмістом плагіоклазу (An_{18-36}) у порівняні з вмістом калієвого польового шпату (9 %) та ще в більшому ступені – значною кількістю темнобарвних мінералів (у сумі біотиту, амфіболу та рудного, середній вміст яких сягає 8,7 %). Петротип характеризується закономірним підвищенням щільності від 2,68 до 2,84 при зменшенні кількості кварцу від 27 до 22 % та при одочасному збільшенні вмісту біотиту від 1,7 до 5,2 %, амфіболу – від 1,7 до 4,4 %. Підвищений вміст темнобарвних мінералів зумовлює також низький рівень теплопровідності (2,54). Високий коефіцієнт теплової неоднорідності обумовлений нерівномірністю розподілу у породі темнобарвних мінералів, скупчення яких (звивисті смуги, окремі гнізда) характеризуються більш низькою теплопровідністю, ніж основна маса породи.

Загальна пористість гранодіоритів Бланско варіює у широкому діапазоні (1,7–3,3), однак, її середній рівень невисокий (2,5). Порода, скоріш за все, розущільнена. Варіабельність щільності відображає різну інтенсивність прояву крихких деформацій, існування яких підтверджується елементами катакластичних структур (викривлення зерен біотиту та амфіболу, численні ознаки подрібнення).

Гранодіорити Чорна Гора, що територіально знаходяться у межах поширення петротипу Бланско, за петрощільнісними параметрами суттєво відрізняються від останніх. Для них характерна більш низька мінеральна густина (2,64), причому вона є найбільш низькою серед усіх досліджених гранітоїдів БМ, об'ємна густина (2,59) та пористість (2,3%). Такий розподіл викликаний, без сумніву, характером змін, яким піддавалися гранодіорити Чорної Гори, насамперед, лужним метасоматозом та вторинним окварцюванням. Такими ж причинами обумовлені й значно більш високі значення теплопровідності петротипу Чорна Гора (3,09) у порівнянні з Бланско (2,54). Гранодіорити обох петротипів є, очевидно, розущільненими породами.

Гранодіорити Кралово Поле характеризуються більш низькими значеннями об'ємної густини (2,62) та мінеральної густини (2,66), ніж гранодіорити Доубравице та Бланско. Це пояснюється тенденцією збільшення у петротипі Кралово Поле вмісту оксидів калію та натрію при одночасному зменшенні вмісту залізо-магнезіальних оксидів. Теплопровідність при цьому дещо підвищується (2,69) у порівнянні з петротипом Бланско, однак, все ще знаходиться на невисокому рівні внаслідок достатньо високого вмісту темобарвних мінералів. Пористість є низькою (1,5), ознаки катаклазу в породі відсутні.

В цілому характерною ознакою гранодіоритів Західної гранітоїдної зони є більш низький рівень об'ємної та мінеральної густини, ніж у гранодіоритах Східної зони. Цей факт легко пояснити, якщо прийняти до уваги те, що гранітоїди Західної зони є більш кислими, а серед їх породотвірних мінералів велику роль відіграє калієвий польовий шпат та у меншій кількості представлені плагіоклаз та темноколірні мінерали. Ф. Гроуда відмічає [88], що однією з характерних особливостей порід Західної зони є значна густинна неоднорідність у межах окремих петротипів, та, разом з тим, відмінності між ними є незначними. Густинна неоднорідність у межах окремих петротипів відображає варіабельність їхнього складу.

Гранодіорити Веверська Бітішка мають дещо підвищену мінеральну густину (2,72) у порівнянні з іншими петротипами Західної зони. Вони є також одночасно одними з найбільш пористих різновидів (m_o = 4,0, що варіює в досить широких межах).

Граніти Тетчице, займаючи значну частину площі Західної зони, не є однорідними з точки зору розподілу петрогустинних характеристик, що є наслідком варіацій складу, а також різного характеру та ступеня зміни порід. Так, найбільш прокварцьовані відміни характеризуються найнижчими значеннями об'ємної густини (2,59) та найвищими теплопровідності (3,21). В породах спостерігається чітка тенденція до зростання густини при підвищенні вмісту плагіоклазу та зменшенні калієвого польового шпату. Середнє значення теплопровідності досить високе (2,93). Пористість змінюється у дуже широкому диапазоні – від 0,8 до 5,2. Найменшою пористістю характеризуються гранодіорити г. Стржеліце (0,8). Відміни Тетчице з найбільшою пористістю

(5,2) є одними з самих низькотеплопроводніх (2,56) та характеризуються вищим коефіцієнтом теплової неоднорідності (0,2).

Граніти Коунице у густинному відношенні є неоднорідними. Можна виділити дві густинних відміни: більш важка (δ=2,73, ρ=2,63), та більш легка (δ=2,70, ρ=2,59). Більш щільнісна відміна характеризується підвищеним вмістом темнобарвних мінералів, а у петрохімічному відношенні – оксидів заліза, кальцію та магнію. Граніти Коунице є розущільненими породами (пористість велика – 4,0). Їх розущільнення відбувалося за панування крихких деформацій, що проявилися у породі у вигляді чисельних ділянок подрібнення та деформації зерен. Теплопровідність висока (2,90), що пояснюється досить високим вмістом в цих породах кварцу (>30%).

Граніти Глина збіднені на темнобарвні мінерали і, як наслідок, характеризуються пониженими значеннями об'ємної та мінеральної густин (відповідно 2,59 та 2,66). Однак, незважаючи на низьку кількість темнобарвних мінералів, їх теплопровідність є невисокою (2,80), що можна пов'язувати з системою мікротріщинуватості, що розвилася у породах при крихких деформаціях.

Гранодіорити Рена близькі за своїми петрогустинними характеристиками до петротипу Глина, відрізняючись від останніх вищим рівнем теплопровідності (3,12).

Для гранодіоритів Крумловський Ліс також характерна значна густинна неоднорідність. Були досліджені два різновиди. Перший характеризується більш високими густинними характеристиками (δ=2,77, ρ=2,66) і пористістю (3,7). У другому різновиді ці параметри суттєво понижені (δ=2,63, ρ=2,58, пористість 1,6). У мінеральному відношенні такі параметри можна пояснити більш високим вмістом кварцу в другому (33,7%) у порівнянні з першим різновидом (31,7%), а також вищим рівнем залізо-магнезіальних оксидів в першому різновиді. Теплопровідність петротипу є найвищою (3,26) серед інших порід масиву, так само як і коефіцієнт теплової неоднорідності (0,26), обумовленої смугастим розподілом у породі темнобарвних мінералів.

Аналогічна ситуація спостерігається і для гранодіоритів Ведровице. Варіації густини контролюються вмістом темнобарвних мінералів, передусім – біотиту. Тут також можна виділити два петрогустинних різновиди, що відповідають як за значенням щільнісних характеристик, так і за мінеральним складом гранодіоритам Крумловського Лісу. Разом з тим, теплопровідність петротипу Ведровице набагато нижча (2,79), причому, найменші значення теплопровідності відповідають більш високопористим відмінам.

Гранодіорити Ольбрамовице характеризуються дещо підвищеною для гранітоїдів Західної зони об'ємною густиною (2,65). В породах спостерігається закономірне підвищення її значень від 2,63 до 2,67 при збільшенні вмісту біотиту від 2,8 до 5,8 %, та зменшенні кварцу (від 36 до 27 %). Для гранодіоритів характерним є високий рівень теплопровідності (3,04), а також теплової неоднорідності (0,25), яка відображає процес накладеної калішпатизації, що призвів до утворення крупних порфірових виділень калієвого польового шпату. Пористість є низькою (1,6).

5.1.2. Магнітні характеристики

Досліджені гранітоїди Брненського масиву характеризуються широким діапазоном змін магнітних властивостей та представлені як магнітними, так і немагнітними утвореннями. До останніх відноситься більшість їх петротипів.

Чеські дослідники, які детально вивчали розподіл магнітних мінералів у петротипах БМ, відмічають, що головним носієм їхнього магнетизму є магнетит [88, 108]. Месбауеровська спектрометрія показує, що магнетит є чистим, стехіометричним [108]. У зв'язку з цим, напрошується припущення про його немагматичне походження, пов'язане з метасоматичними процесами, прояв яких підтверджується також присутністю більш пізнього мікрокліну. Беручи до уваги, що магнетит у породах є основним феромагнітним мінералом, величину магнітної сприйнятливості слід пов'язувати переважно з вмістом магнетиту.

Дослідження феромагнітних мінералів гранодіоритів проводилося представницьким комплексом методів: рудна мікроскопія, рентгенографічний аналіз, хімічний аналіз [108]. В результаті цих робіт з'ясовано, що основним магнітним мінералом у породах Східної зони є магнетит (іноді присутній також гематит). Ці мінерали асоціюють, перш за все, з темнобарвними

мінералами: хлоритизованим біотитом, амфіболом, сфеном. Для магнетиту гранодіоритів Східної зони характерною є мартитизація, що проявлена у більшій чи меньшій мірі.

Магнетит не є первинним, оскільки інтрамагматичний магнетит (як відмічається у [83]) мав би містити високий процент Ti (до 10%), а V – десяті долі відсотку, що не характерно для досліджених порід. Такий же висновок простежується у взаємовідношеннях магнетиту та силікатних мінералів. Тому його утворення варто пов'язувати з метасоматичними та гідротермальними процесами, яких зазнали породи БМ на постмагматичній стадії становлення.

Нижче надається характеристика розподілу магнітних індуктивних параметрів (ІМП) у петротипах гранітоїдів БМ.

Гранодіорити Доубравице за величинами ІМП відносяться до групи немагнітних порід [53] та характеризуються наступними межами змін магнітної сприйнятливості для окремих зразків 0,03–0,25 (множник $4\pi\cdot10^{-3}$ од. СІ для стислості буде опускатися). Величина *Is* зазвичай не перевищує 0,2. Близькі значення æ наводяться також у роботі [108]. Петрографічні дослідження показали, що рудні мінерали утворилися переважно у результаті перетворень біотиту. Відмічаються також включення рудного мінералу в біотиті. Такий характер магнітних властивостей та особливостей виділення рудних мінералів вказує на перинну немагнітність гранодіоритів Доубравице. Їх ІМП зумовлені парамагнітними темноколірними мінералами, а також сульфідними мінералами заліза, що присутні у вигляді включень у плагіоклазі. Підвищення æ, що спостерігається в окремих зразках, очевидно викликано вторинним магнетитом, який виділявся при перетворенні темнобарвних мінералів, і надалі був інтенсивно мартитизований.

Гранодіорити Бланско є типовими магнітними утвореннями та характризуються наступними величинами ІМП: æ – 0,8–1,0; *Is* – 0,6–1,1. Межі зміни магнітної сприйнятливості, наведені у роботі [108], дещо вищі. Результати термомагнітного аналізу (рис. 5.1) вказують на те, що основним магнітним мінералом у даному петротипі є близький до стехіометричного магнетит (θк – 580°С), який цілком узгоджується з літературними даними [108]. Його вміст, судячи з величини *Is*, порядка 0,5–1,1 ваг. %. Рудні мінерали, як показали петрографічні дослідження, представлені у вигляді включень ізометричної форми в гніздах темнобарвних мінералів та у кварці, а також у вигляді псевдоморфоз по біотиту та амфіболу. При цьому зразки з більшим вмістом амфіболу мають більш високу магнітну сприйнятливість. Все вищенаведне дозволяє припустити вторинну природу високих магнітних властивостей гранодіоритів Бланско, оскільки основна частина феромагнетику утворилася внаслідок трансформації залізовмісних мінералів.

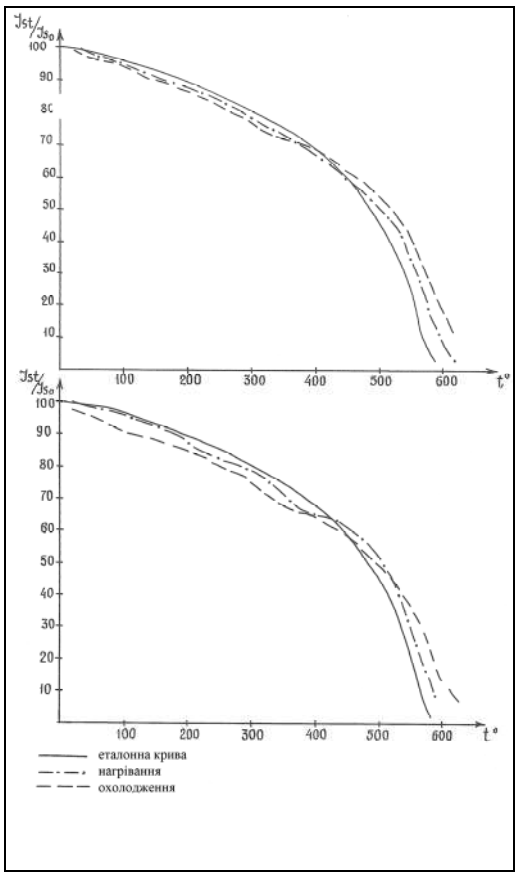


Рис. 5.1. Криві термомагнітного аналізу гранітоїдів Бланско (1) і Коунице (2)

Гранодіорити Кралово Поле є немагнітними утвореннями. Їх магнітна сприйнятливість змінюється у межах 0,019–0,039, а намагніченість насичення не перевищує 0.3. Вміст рудного мінералу незначний. Зазвичай він приурочений до скупчень темнобарвних мінералів, утворюючи структури заміщення та псевдоморфози, головним чином по біотиту. Таким чином, можна дійти висновку, що гранодіорити Кралово Поле є первинно немагнітними.

У межах Західної гранітоїдної зони виділяються як магнітні, так і немагнітні відміни. Як слідує з табл. 5.2, останні домінують. У породах з низькими індуктивними магнітними характеристиками магнітні мінерали або відсутні, або вони представлені у незначній кількості. Якщо взяти до уваги наявність у гранодіоритах Західної зони гранату, то можна припустити низьку фугітивність кисню при формуванні цих порід.

ІМП досліджених немагнітних утворень змінюються несуттєво. Так, діапазон змін магнітної сприйнятливості знаходиться у межах 0,01–0,08, а намагніченість насичення у більшості випадків не перевищує 0,4. За результатами петрографічного дослідження з'ясовано, що рудний мінерал знаходиться у незначній кількості. Він утворює, переважно, структури розпаду та псевдоморфози по біотиту. Величина ІМП та характер виділення рудного мінералу дозволяють зробити висновок, що гранітоїди Західної зони є первинно немагнітними утвореннями. Виключення складає лише більш важкий (з точки зору густинних характеристик) петротип граніту Коунице. Ці породи характеризуються досить високими значеннями магнітної сприйнятливості (0,02–0,84) і намагніченості насичення (0,2–0,4). За результатами термомагнітного аналізу з'ясовано (рис. 5.1), що основним магнітним мінералом є близький до стехіометричного магнетит ($\theta_к$ – 580°С). Цей висновок підтверджується також іншими методами [108], зокрема, месбауеровською спектроскопією. Вміст магнетиту, що оцінюється за величиною *Is*, знаходиться в межах 0,3–0,7 ваг. %. Природа магнітності цієї відміни гранодіоритів є, очевидно, вторинною.

Фактор *Q* усіх досліджених гранодіоритів БМ не перевищує 0,5, і, як правило, не є меншим за 0,2. Отже, індукативна намагніченість у багато разів перевищує природну залишкову намагніченість (величина останньої знаходиться в межах точності методики, що застосовувалася). Таким чином, і результати визначення фактору *Q* вказують на те, що носієм магнетизму в гранодіоритах БМ є магнетит, що утворився в результаті прояву метасоматичних процесів. При цьому варто зазначити, що параметр Jn при дослідженні гранітоїдів масиву не є інформативним.

5.1.3. Радіоактивні характеристики

Характерною рисою порід Східної гранітоїдної зони БМ є низький рівень загальної радіоактивності (ЗР) та незначні відмінності за цим параметром між петротипами (за винятком гранодіоритів Чорна Гора).

Гранодіорит Доубравице характеризується найбільш низькими значеннями ЗР серед усіх досліджених гранітоїдів БМ (6,4). Природа радіоактивності є калієвою або калій-торієвою. Радіоактивні елементи присутні у кількості нижче кларкового ($КК_u$ = 0,3; $КК_{Th}$ = 0,3). Торій-уранове відношення сягає 5. Варіабельність ЗР узгоджується з характером зміни вмісту калію. З мінералів-концентраторів радіоактивних елементів в найбільшій кількості присутні апатит, сфен та циркон, що складає біля 90% усієї акцесорної асоціації.

Гранодіорит Бланско характеризується більш високим рівнем ЗР (9,9). Природа радіоактивності є калій-торієвою, варіація ЗР – найвищою (V=42%). Вміст урану, торію та калію нижчий за кларковий ($КК_u$=0,6, $КК_{Th}$=0,4, $КК_к$=0,7). Радіоактивні елементи присутні, скоріш за все, у вигляді ізоморфних домішок у біотиті, амфіболі, магнетиті, титаномагнетиті, сфені, апатиті. Уран також може ізоморфно входити до структури плагіоклазу.

У порід кар'єру Чорна Гора ЗР дещо підвищена (16,2), що в цілому узгоджується з вмістом в них калію (3,5%, $КК_к$=1,0) у порівнянні з його середнім вмістом у петротипі Бланско (2,5%). Відмічається підвищений вміст урану та торію. Підвищення ЗР, ймовірно, фіксує процес накладеної калішпатизації. Природа радіоактивності є калій-торієвою.

Загальна радіоактивність гранітоїдів Кралово Поле є невисокою (8,3). Вміст урану, торію та калію нижчий за кларковий ($КК_u$=0,3; $КК_{Th}$=0,4, $КК_к$=0,7). Природа радіоактивності – калієва. Торій-уранове відношення є дещо вищим, ніж у петротипах Доубравице та Бланско. З можливих мінералів-концентраторів в породах визначені монацит, ортит, сфен, апатит.

У цілому гранітоїди Західної зони характеризуються більш високим рівнем радіоактивності, ніж гранітоїди Східної зони. Збільшується доля торію у радіоактивності порід. Спостерігається загальна тенденція до збільшення торій-уранового відношення. Розподіл у породах торію у цілому узгоджується з розподілом ЗР.

ЗР гранодіоритів Веверська Бітішка Західної зони є невисокою (9,9). Уран та торій представлені у кількостях, нижчих за кларкові ($КК_u$=0,3, $КК_{Th}$=0,4), така ж картина спостерігається й для калію ($КК_к$ = 0,8). Природа радіоактивності – калій-торієва. Для петротипу характерна пряма залежність ЗР від вмісту калію. Вміст урану дуже низький, торій-уранове відношення дорівнює 7.

Середній рівень ЗР у гранітах Тетчице невисокий (11,8) та варіабельність даного параметру досить велика (8,4–14,6), що, імовірно, є наслідком нерівномірного розподілу у породах акцесорних мінералів. Найменшою радіоактивністю характеризуються відміни, що були відібрані біля м. Стржеліце (8,4). Природа їхньої радіоактивності є калієвою. Відміни з більш високим фоном (13–15) виявляють торій-калієву природу радіоактивності. Закономірне підвищення її від 10,7 до 19,4 при збільшенні вмісту калію від 8,5% до 28,1% фіксує собою процес накладеної мікроклінізації. Торій-уранове відношення у гранодіоритах Тетчице часто перевищує 10, при цьому вміст торію нижчий за кларковий ($КК_{Th}$ = 0,7), урану – набагато нижчий ($КК_u$ = 0,3). Це зумовлено, ймовірно, присутністю у породах циртоліту. Серед акцесоріїв домінує циркон, у якому, за даними [102], торій та уран представлені у рівних кількостях, або уран переважає над торієм.

Граніти Коунице характеризуються дещо підвищеною радіоактивністю (13,6). Природа її торій-калієва, а варіації у цілому узгоджуються з варіаціями вмісту у породі калієвого польового шпату. Середнє торій-уранове відношення по петротипу дорівнює 12, ($КК_{Th}$ = 0,7; $КК_u$ = 0,6), але, в окремих відмінах часто перевищує 10. Петротип Коунице має найбільш широкий набір мінералів-концентраторів. Окрім таких типових для БМ мінералів, як апатит, сфен та циркон, присутній також монацит, відмічається наявність ториту [102].

Найбільш лейкократові петротипи Рена і Глина характеризуються найвищими значеннями ЗР серед усіх досліджених гранітоїдів БМ. В цілому значення їхньої ЗР вищі 20, а у деяких відмінах петротипу Рена сягає 40. Відмінною особливістю цих гранітоїдів є суттєве підвищення порівняно з іншими петротипами вмісту урану та торію: для Глина $КК_u$ = 0,9, $КК_{Th}$ = 1,4; для Рена

$КК_u$ = 1,1; $КК_{Th}$ = 1,6. Характер радіоактивності їх переважно торієвий, що зумовлено присутністю ортиту (Рена) та монациту (Глина).

Гранодіорити Крумловський Ліс та Ведровице характеризуються близькими значеннями ЗР (відповідно 10,5 та 10,9). Вміст в них урану, торію та калію нижчий за кларковий ($КК_{Th}$ = 0,6; $КК_u$=0,6; $КК_к$ = 0,9). Природа їх радіоактивності є калій-торієвою, торій-калієвою. Кількісний та якісний склад мінералів-концентраторів в цих петротипах подібні: циркон, ортит, монацит, сфен, апатит.

Гранодіорити Ольбрамовице вирізняються дещо підвищеним значенням ЗР (14,3). Вміст урану та торію є нижчим за кларковий ($КК_u$ = $КК_{Th}$ = 0,6), калію – наближений до нього ($КК_к$ = 0,9). Природа радіоактивності калій-торієва, підвищення її слід пов'язувати з привнесенням калію на заключних етапах формування гранітоїдного плутону. Торій-уранове відношення низьке (5). Варіації ЗР відповідають варіаціям вмісту калію.

5.1.4. Поділ та групування гранітоїдів Брненського масиву за їх петрофізичними характеристиками

З метою зіставлення гранітоїдів БМ за петрофізичними характеристиками, а також систематизації наявної аналітичної інформації, було проведено кластер-аналіз за програмою «Групування». Отримані результати свідчать про наступне. За величиною густини всі досліджені гранітоїди поділяються на дві групи (рис. 5.2). Першу, високогустинну (ρ>2,65) складають петротипи Доубравице, Бланско та Ольбрамовице. Для гранітоїдів масиву встановлюється значущий позитивний кореляційний зв'язок густини з вмістом плагіоклазу (0,59) та негативний – з вмістом калієвого польового шпату (0,69) (табл. 5.4). Тому, враховуючи особливості мінерального складу петротипів Бланско та Доубравице (незначна кількість калієвого польового шпату та високий вміст плагіоклазу, причому найбільш основного плагіоклазу серед гранітоїдів БМ), пояснюється віднесення цих порід до групи високогустинних. Породи Ольбрамовице у є одними з найбільш низькопористих, і підвищене значення їх густини слід пов'язувати саме з цим параметром.

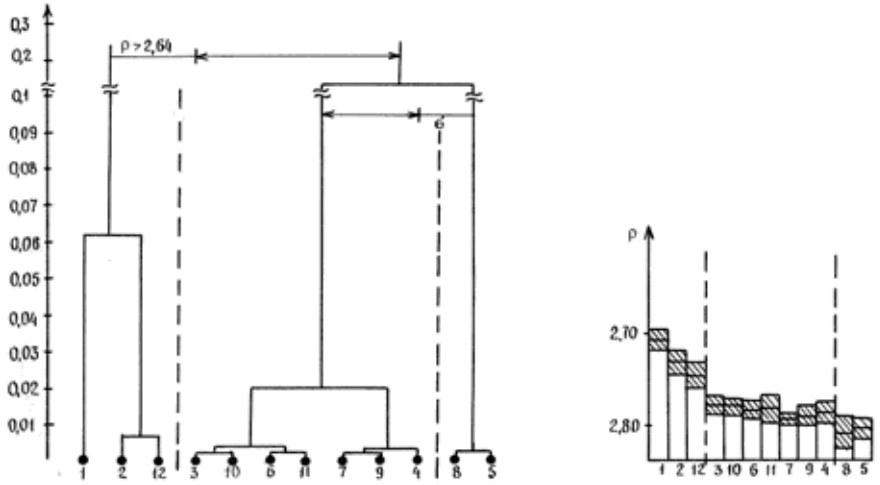


Рис. 5.2. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметром ρ:
Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле, 4 – Веверська Бітішка, 5 – Чорна Гора, 6 – Тетчице, 7 – Коунице, 8 – Глина, 9 – Рена, 10 – Крумловськиі Ліс, 11 – Ведровице, 12 – Ольбрамовице.
Защтриховано довірчий інтервал для середнього ±1,96·с.к.в./√n, де с.к.в. – середнє квадратичне відхилення, n – кількість визначень параметра.

Таблиця 5.4. Значущі коефіцієнти парної кореляції для гранітоїдів Брненського масиву (фізичні характеристики – параметри речовинного складу)

Параметри речовинного складу	Фізичні характеристики						
	δ	*ρ*	*λ*	*Æ*	I_n	I_s	*ЗР*
SiO_2			+ 0,83				

Параметри речовинного складу	Фізичні характеристики						
	δ	ρ	λ	Æ	I_n	I_s	*ЗР*
Al_2O_3							- 0,78
Fe_2O_3			- 0,59				
TiO_2			- 0,73	+ 0,70	+ 0,62	+ 0,75	
CaO			- 0,59				
MgO				+ 0,64	+ 0,59	+ 0,67	
MnO				+ 0,67	+ 0,63	+ 0,66	
K_2O/Na_2O			+ 0,83				
Кварц			+ 0,78				
Плагіоклаз		+ 0,59					- 0,70
Каліщпат		- 0,69					+ 0,62
Амфібол	+ 0,71		- 0,64	+ 0,85	+ 0,78	+ 0.86	
Рудні			- 0,62	+ 0,78	+ 0,74	+ 0,78	

До групи порід зі зниженою густиною слід відносити всі інші різновиди гранітоїдів, причому найменшими значеннями характеризуються петротипи Глина та Чорна Гора. Низька густина порід кар'єру Чорна Гора, як відмічалося раніше, обумовлена процесами окварцювання та калішпатизації. Граніти Глина відносяться до найменш глибинних утворень (верхньомезоабісальні, можливо – гіпабісальні), їх низька густина обумовлена зниженим вмістом темноколірних мінералів і плагіоклазу та максимально високим – калієвого польового шпату.

У розподілі загальної пористості (рис. 5.3) важко виявити будь-які тенденції. Довга та складна тектонічна історія БМ з точки зору механічних деформацій відобразилась у різному ступені прояву руйнування та дроблення мінеральних агрегатів в породах, що чітко фіксується при петрографічному дослідженні. Це призвело до загального розущільнення порід. Пористість з точки зору її генетичної природи для більшості досліджених утворень є деформаційною. Деформаційна пористість накладається на первинну (переважно міжзернову) за умов неоднорідного стиску.

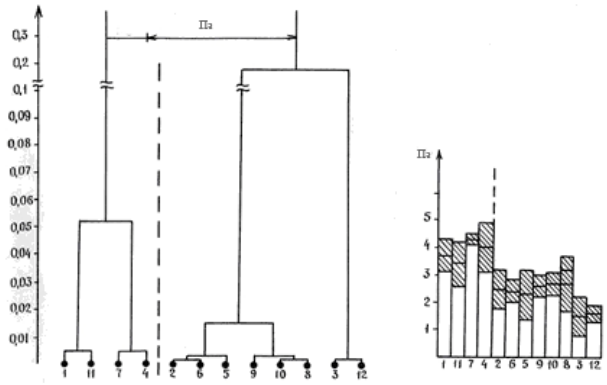


Рис. 5.3. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметром m_o:
Назви петротипів за їх номерами та умовні позначення див. на рис. 5.2.

За результатами групування серед гранітоїдів БМ виділяються дві великих сукупності. До найбільш пористих порід ($П_з$>3,4) відносяться Доубравице, Веверська Бітішка, Ведровице та Коунице. Пористість інших петротипів масиву знаходиться в межах 1,5–2,7%.

Дендрограма групування гранітоїдів БМ за їх густинно-ємнісними характеристиками δ, ρ, m_0 (рис. 5.4) показує, що найбільш контрастними утвореннями у цьому плані є петротипи Бланско та Доубравице. Їх об'ємна густина перевищує 2,64, а мінеральна – 2,74. Породи цих петротипів характеризуються відносно високим вмістом залізисто-магнезіальних оксидів. Гранодіорити Бланско відносно збагачені амфіболом, для якого в межах БМ відмічається найбільш суттєвий кореляційний зв'язок з мінеральною густиною (+0,71). Петротип Доубравице відрізняється від Бланско більш високими показниками об'ємної густини (ρ=2,69), мінеральної густини (δ=2,81), а також пористості (m_0=3,7).

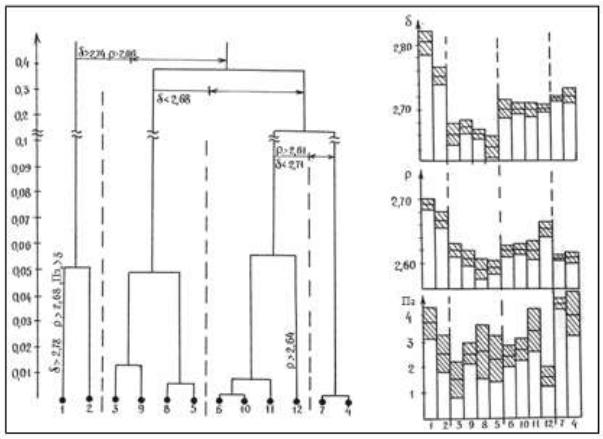


Рис. 5.4. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметрами *δ, ρ, П₃*:
Назви петротипів за їх номерами та умовні позначення див. на рис. 5.2.

Центральний та південний блоки БМ представлені низькогустинними гранітоїдами. Серед них можна виділити дві підгрупи. Першу, для якої характерно значення δ=2,66–2,67, складають петротипи Глина та Рена, які тяжіють до гіпабісальних утворень. Подібними до них за густинно-ємнісними параметрами є також гранітоїди Кралово Поле та Чорна Гора. Другу підгрупу з більш високими рівнем мінеральної густини утворюють петротипи Тетчице, Крумловський Ліс, Ведровице, Ольбрамовице, Коунице та Веверська Бітішка.

З точки зору теплових характеристик спостерігається суттєва різниця між гранітоїдами південного блоку БМ (Рена, Крумловський Ліс, Ольбрамовице) та гранітоїдами північного та центрального блоків (рис. 5.5). Теплопровідність виявляє значні позитивні кореляційні зв'язки з вмістом SiO_2 [56] (0,83), відношенням K_2O/Na_2O (0,83), кількістю кварцу (0,78) та негативні з вмістом Fe_2O_3 (0,59), TiO_2 (0,73), CaO (0,59), кількістю амфіболу (0,64) та рудних мінералів (0,62). Гранітоїди південного блоку характеризуються підвищеним містом SiO_2, роль K_2O в них також суттєво збільшується, а Fe_2O_3, TiO_2 та CaO – зменшується; амфібол та рудні мінерали представлені у незначній кількості. Всі відмічені особливості речовинного складу гранітоїдів південного блоку масиву призводять до суттєвого підвищення рівня їх теплопровідності (λ до 3,26).

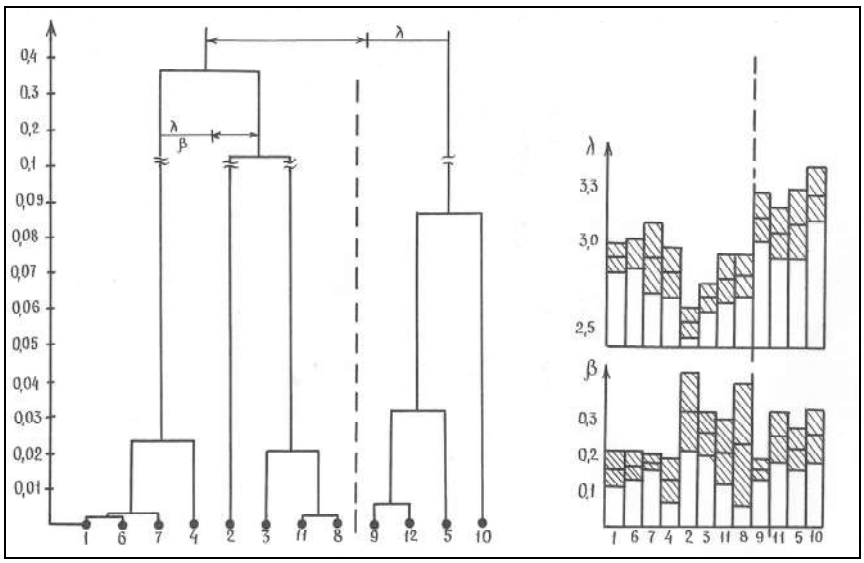


Рис. 5.5. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметрами *λ, β*:
Назви петротипів за їх номерами та умовні позначення див. на рис. 5.2.

Переважаюча більшість досліджених гранітоїдів БМ є немагнітними утвореннями. Виключення складають лише петротипи Коунице та Бланско, що добре ілюструється дендрограмою групування за параметрами æ, I_n, I_s (рис. 5.6).

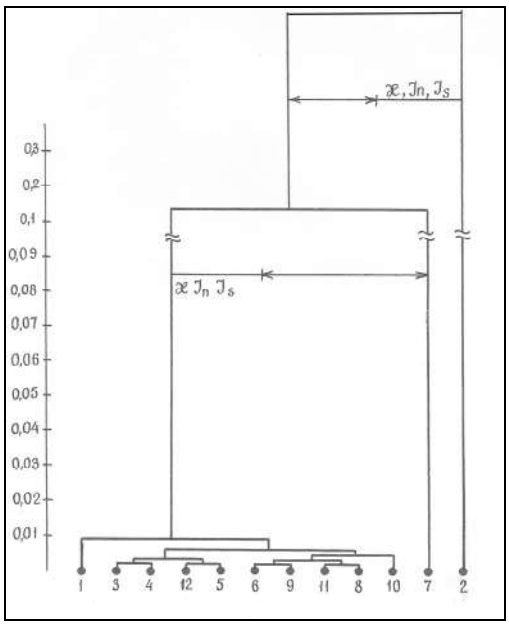


Рис. 5.6. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметрами æ, In, Is:
Назви петротипів за їх номерами див. на рис. 5.2.

Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за ознакою ЗР (рис. 5.7) дозволяє виділити два класи порід: високорадіоактивні з ЗР=24,3–25,2 (Глина, Рена) та низькорадіоактивні. Серед останніх спостерігаються відміни з дещо підвищеним значенням параметру ЗР (Коунице, Ольбрамовице, Чорна Гора). В цілому спостерігається тенденція до підвищення радіоактивності гранітоїдів БМ з півночі на південь. При підвищенні радіоактивності порід закономірно збільшується дольова участь у ній торію та відбувається зміна її природи з калієвої та калій-торієвої, на торій-калієву та торієву. Аналізуючи кореляційні зв'язки ЗР з параметрами речовинного складу порід можна зазначити наступне. З точки зору петрохімії найбільш радіоактивними є породи, збагачені SiO_2, з високими коефіцієнтами a/c, K_2O/Na_2O, ag, збіднені Al_2O_3, TiO_2, CaO, MnO та низькими коефіцієнтами титанистості та окиснення. З точки зору мінерального складу спостерігається значущий позитивний кореляційний зв'язок ЗР з вмістом калієвого польового шпату (0,62) та негативний – з вмістом плагіоклазу (0,70).

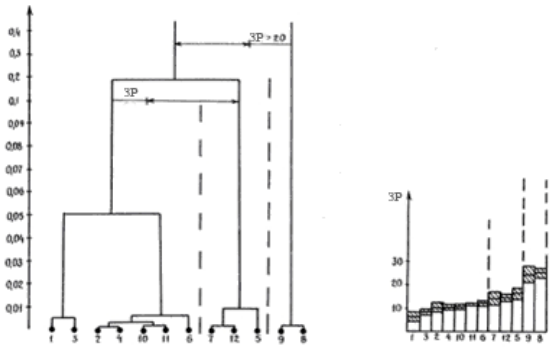


Рис. 5.7. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за параметром ЗР:
назви петротипів за їх номерами та умовні позначення див. на рис. 5.2.

Більш загальне уявлення про розподіл фізичних характеристик дає дендрограма групування гранітоїдів БМ за комплексом речовинно-чутливих ознак (δ, ρ, I_s, ЗР, λ) (рис. 5.8). Не зупиняючись на аналізі поведінки того чи іншого параметру, що у цілому вже було зроблено раніше, проведемо класифікацію досліджених об'єктів.

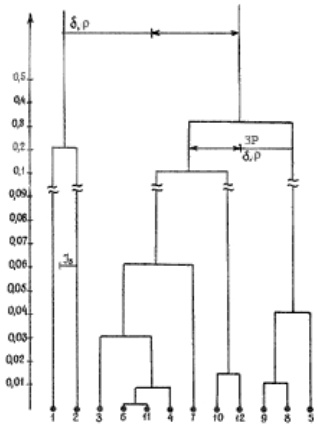


Рис. 5.8. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за комплексом речовинно-чутливих параметрів (δ, ρ, Is, ЗР, λ):
назви петротипів за їх номерами див. на рис. 5.2.

Найбільш відокремлено проявляють себе петротипи Доубравице та Бланско. Це обумовлено, насамперед, їх підвищеною об'ємною та мінеральною густиною. У свою чергу, ці петротипи виявляють досить високий ступінь відмінності між собою, основний внесок у яку вносять магнітні характеристики, зокрема, намагніченість насичення.

Велику підгрупу низькогустинних петротипів гранітоїдів БМ можна поділити за наступними критеріями: підвищеною радіоактивністю та зниженою об'ємною та мінеральною густиною характеризуються петротипи Глина та Рена. До них приєднуються гранодіорити кар'єру Чорна Гора. У підгрупі, що складається з петротипів Кралово Поле, Тетчице, Ведровице, Веверська Бітішка, Коунице, Крумловський Ліс та Ольбрамовице спостерігається достатньо висока однорідність з точки зору розподілу речовинно-чутливих фізичних характеристик. Можна відмітити лише незначне підвищення теплопровідності у петротипах Крумловський Ліс та Ольбрамовице.

5.1.5. Оцінка інформативності петрофізичних параметрів

З метою оцінки інформативності петрофізичних параметрів, а також деяких їх груп для вирішення питань зіставлення та кореляції була проведена обробка даних за програмою «Непараметрична інформативність». Аналізуючи її результати можна відмітити наступне. Окремі параметри (ρ, δ, æ, λ тощо) дозволяють розрізняти лише найбільш контрастні за ними об'єкти. Неконтрастні ж об'єкти, з великим ступенем імовірності можуть бути віднесені за ними у зовсім інші класи розпізнавання. Ця особливість добре ілюструється варіантом розпізнавання за параметром ρ (табл. 5.5). Як бачимо, практично жоден з петротипів БМ з достатньою ймовірністю не розпізнається сам на себе. Так, наприклад, у прогнозний клас «Крумловський Ліс» з однаковою імовірністю можуть бути віднесені гранітоїди Кралово Поле, Тетчице, Ведровице та самого Крумловського Лісу. Гранодіорит Рена з найбільшою імовірністю відповідає типу Коунице і т.д.

Таблиця 5.5. Результати обробки гранітоїдів Брненського масиву за програмою «Непараметрична інформативність» (ознака ρ)

№	Об'єкт розпізнавання	Прогнозний клас	Ймовірність приналежності до класів											
			Доубравице	Бланско	Кралово Поле	Веверська Бітішка	Чорна Гора	Тетчице	Коунице	Глина	Рена	Крум-ловський Ліс	Ведровице	Ольбра-мовице
1	Доубравице	1	0,67	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

2	Бланско	2	0,21	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,39
3	Чорна Гора	5	-		0,07	-	0,38	-	-	0,30	0,18	-	0,08	-
4	Кралово Поле	10	-	-	0,12	0,15	-	0,18	-	0,03	0,09	0,31	0,12	-
5	Веверська Бітішка	7	-	-	0,09	0,17	0,04	0,14	0,21	0,04	0,10	0,12	0,10	-
6	Тетчице	10	-	-	0,12	0,17	0,02	0,18	-	0,03	0,10	0,28	0,12	-
7	Коунице	7	-	-	0,07	0,14	0,06	0,09	0,42	0,05	0,09	-	0,08	-
8	Глина	5	-	-	0,06	-	0,39	-	-	0,31	0,17	-	0,07	-
9	Рена	7	-	--	0,07	0,14	0,05	0,10	0,40	0,05	0,09	0,04	0,08	-
10	Крумловський Ліс	10	-	-	0,12	0,14	-	0,18	-	0,02	0,09	0,32	0,12	-
11	Ведровице	10	-	-	0,12	0,16	-	0,18	-	0,03	0,10	0,30	0,12	-
12	Обльбрамовице	12	0,07	0,31	0,07	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,48

Раніше вже відмічалося, що для БМ у цілому для більшості петрофізичних параметрів характерною ознакою є незначна варіабельність між петротипами гранітоїдів. Внаслідок цього, залучення комплексу ознак у більшій мірі дозволяює визначити «петрофізичний портрет» досліджуваного об'єкту. У цьому плані, логічним представляється вибір групи речовинно-чуттєвих петрофізичних характеристик (δ, ρ, I_s, ЗР, λ). Як слідує з табл. 5.6, переважна більшість досліджених об'єктів з імовірністю, близькою до 1,0, розпізнаються у свої ж прогнозні класи. Виключення складають лише петротипи Тетчице та Крумловський Ліс. Перший, досить впевнено розпізнається у прогнозний клас «Ведровице», який приблизно з однаковою імовірністю може бути віднесений до класів «Тетчице», «Рена» та «Ведровице». Незважаючи на це, картина, отримана при залученні комплексу параметрів (δ, ρ, I_s, ЗР, λ), є показником достатньо високої його інформативності для зіставлення гранітоїдів БМ як між собою, так і з аналогічними породами Чеського масиву, а також з гранітоїдними утвореннями інших регіонів.

Таблиця 5.6. Результати обробки гранітоїдів Брненського масиву за програмою «Непараметрична інформативність» (ознаки δ, ρ, I_s, ЗР, λ)

№	Об'єкт розпізнавання	Прогнозний клас	Ймовірність приналежності до класів											
			Доубравице	Бланско	Кралово Поле	Веверська Бітішка	Чорна Гора	Тетчице	Коунице	Глина	Рена	Крумловський Ліс	Ведровице	Ольбра-мовице
1	Доубравице	1	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	Бланско	2	-	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	Чорна Гора	5	-		-	-	0,99	-	-	-	0,01	-	-	-
4	Кралово Поле	3	-	-	0,93	-	-	0,06	-	-	-	-	0,01	-
5	Веверська Бітішка	4	-	-	-	0,97	-	0,05	-	-	-	-	0,07	0,01
6	Тетчице	11	-	-	0,01	-	-	0,21	-	-	0,06	-	0,72	0,01
7	Коунице	7	-	-	-	-	-	0,01	0,99	-	-	-	-	-
8	Глина	8	-	-	-	-	-	-	-	0,95	0,05	-	-	-
9	Рена	9	-	--	-	-	-	-	-	-	1,00	-	-	-
10	Крумловський Ліс	6	-	-	-	-	-	0,37	-	-	0,31	-	0,30	0,02
11	Ведровице	11	-	-	0,03	0,01	-	0,16	-	-	-	-	0,79	-
12	Обльбрамовице	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00

5.2. Дійський масив

5.2.1. Петрогустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики

Результати вивчення густинно-ємнісних та теплових характеристик гранітоїдів ДМ зведені у таблиці 5.7.

Таблиця 5.7. Петрогрустинні, ємнісні та теплофізичні характеристики гранітоїдів Дійського масиву

Петротип	δ		ρ		Пз		λ		β	
	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %
Вировице	2,76	1,2	2,72	0,4	2,2	41	2,66	3,4	0,22	41
Твориграз	2,62	0,7	2,57	0,5	2,0	25	3,17	2,5	0,14	64
Зноймо	2,78	1,4	2,66	1,4	4,1	29	2,90	5,1	0,24	21
Тасовице	2,68	0,8	2,60	0,7	2,8	36	3,01	6,0	0,14	43
Машовице	2,69	1,1	2,62	0,5	2,4	21	2,69	2,6	0,23	35
Богуславський Рибнік	2,66	1,0	2,60	0,2	1,6	19	2,98	7,4	0,16	38

Примітка: $\bar{x}$ - середнє, V – коефіцієнт варіації.

Збагачення темнобарвними мінералами та досить низький вміст калієвого польового шпату у гранітоїдах Зноймо обумовили їх найбільшу серед усіх досліджених петротипів ДМ мінеральну густину (2,78), а також досить високу об'ємну густину (2,66). Породи у значній мірі зазнали катаклазу, і, як наслідок, характеризуються дуже високою пористістю (4,1). Значення теплопровідністі при цьому також є досить високими (2,90). У цілому підвищена теплова неоднорідність (β=0,24) обумовлена директивністю структури: відмічається чергуванням смуг, збагачених салічними та фемічними мінералами, що є контрастними з точки зору теплопровідності порід.

Серед гранітоїдів ДМ за петрогустинними характеристиками гранодіорити Вировице (δ=2,76, ρ=2,72) відповідають петротипу Зноймо. Однак, пористість їх значно нижча (2,2), як і теплопровідність (2,66). Інші петротипи гранітоїдів масиву (Тасовице, Богуславський Рибнік, Машовице, Твориграз) можна об'єднати у групу низькогустинних. З-поміж них дещо вирізняються граніти Твориграз, які мають найнижчі для ДМ мінеральну (2,62) та об'ємну густини (2,57) та найбільшу теплопровідність (3,17).

5.2.2. Магнітні характеристики

Результати дослідження магнітних характеристик гранітоїдів Дійського масиву зведені у табл. 5.8. За своїм ІМП усі досліджені гранітоїди ДМ відносяться до групи немагнітних утворень. Їх магнітна сприйнятливість знаходиться у межах 0,01–0,05, а намагніченість насичення, як правило, не перевищує 0,14. Залишкова намагніченість < 0,01, фактор Q не вищий 0,4. Петрографічні дослідження показали, що, наприклад, у петротипі Зноймо рудні мінерали присутні у вигляді включень, псевдоморфоз та структур розпаду по біотиту. Це свідчить про те, що гранодіорити Зноймо є первинно намагніченими утвореннями. Це, вочевидь, відноситься й до інших петротипів гранітоїдів ДМ.

Таблиця 5.8. Магнітні характеристики гранітоїдів Дійського масиву

Петротип	æ		I_n		Q		I_s	
	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %
Вировице	0,033	3	0,003	33	0,2	45	0,100	41
Твориграз	0,013	62	0,002	100	0,3	49	0,124	31
Зноймо	0,018	63	0,002	50	0,4	80	0,080	31
Тасовице	0,049	39	0,006	67	0,3	43	0,137	64
Машовице	0,014	29	0,001	100	0,3	51	0,107	28
Богуславський Рибнік	0,014	7	0,002	50	0,3	20	0,112	25

Примітка: $\bar{x}$ - середнє, V – коефіцієнт варіації.

5.2.3. Радіоактивні характеристики

Результати дослідження радіоактивних характеристик гранітоїдів ДМ зведені у табл. 5.9.

Таблиця 5.9. Радіоактивні характеристики гранітоїдів Дійського масиву

Петротип	ЗР, 10^{-4}% Uекв		K, %		U, 10^{-4}%		Th, 10^{-4}%		Th/U	Частка елементу у випромінюванні, %		
	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	V, %	$\bar{x}$	U	Th	K
Вировице	9,6	21	2,9	19	1,0		11,0	6	11	11	47	42
Твориграз	25,1	13	3,9	1	1,9	41	11,4	19	6	17	39	44
Зноймо	14,0	18	2,8	14	1,6	49	10,6	20	7	19	43	38
Тасовице	17,2	16	3,3	4	1,9	41	11,4	19	6	18	42	40
Машовице	18,8	22	2,9	8	2,9	49	8,6	18	3	30	33	37
Богуславський Рибнік	15,3	22	3,7	5	1,3	37	11,1	31	9	12	42	46

Примітка: $\bar{x}$ – середнє значення параметра, V – коефіцієнт варіації (%).

Середній рівень ЗР гранітоїдів Дійського масиву є у цілому більш високим, ніж в аналогічних утвореннях Брненського. Найбільшим значенням ЗР характеризується петротип Твориграз (25,1). Калій-торієва природа радіоактивності цих порід обумовлена суттєво підвищеним у порівнянні з іншими петротипами вмістом калію (3,9%, KK_K=1,2), а також досить високим вмістом торію (11,4·10^{-4}%, KK_{Th}=0,95). Найменш радіоактивними є гранодіорити Вировице (9,6). Природа їх активності – торій-калієва, вміст урану найнижчий серед порід ДМ (1·10^{-4}%, KK_U=0,4), значення торій-уранового відношення є найвищим (11,0).

Петротипи Зноймо, Тасовице, Богуславський Рибнік, Машовице характеризуються близькими значеннями ЗР. Природа радіоактивності для перших двох – торій-калієва, для пари останніх – калій-торієва. Варто відмітити, що у гранітах Машовице дольова учать урану у величині ЗР підвищується, а торію – знижується, торій-уранове відношення дорівнює 3.

Розділ 6
ФАЦІАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО МАСИВУ

Як вже зазначалося, Брненський масив є складним гетерогенним поліфаціальним утворенням. З одного боку, гранітоїди масиву просторово і можливо генетично пов'язані з утвореннями Метабазитової зони. Такими є більшість гранітоїдів масиву. Напрямок їх диференціації відповідає гомодромному типу еволюції магми, починаючи від тоналітів та гранодіоритів і закінчуючи лейкократовими гранітами. За генезисом БМ є інтрузивно-магматичним алохтонним утворенням з проявами контамінації, асиміляції з слідами метасоматозу. Причому, поряд з автометасоматичними перетвореннями мають місце процеси регіонального характеру.

Гранітоїди БМ, яким властивий широкий прояв процесів контамінації та гібридизму, успадкували в своєму складі характерні риси вмісного середовища. Для визначення типу вмісного середовища була використана діаграма М.М. Амшинського [1] (рис. 6.1), де координата А характеризується процентним вмістом $MgO+Fe_2O_3+FeO+TiO_2$; координата Б – $Al_2O_3+SiO_2$; В – CaO. Як бачимо, більшість фігуративних точок, що відповідають середньому складу гранітоїдів БМ, потрапляють у поле 7 (алюмо-кремнієве вмісне середовище). М.М. Амшинський розрізняє у його складі кварцити, кварцові та аркозові пісковики, аргіліти, гравеліти та конгломерати з галькою кислих порід та песчано-глинистим цементом, кислі ефузиви та туфи, серицит-хлоритові сланці, гнейси. Серед петротипів масиву лише гранодіорити Бланско і Кралово Поле тяжіють до магнезіально-залізисто-алюмо-кремнієвого типу середовища (поле 5). В цьому, очевидно, проявляється вплив порід Метабазитової зони на формування цих порід.

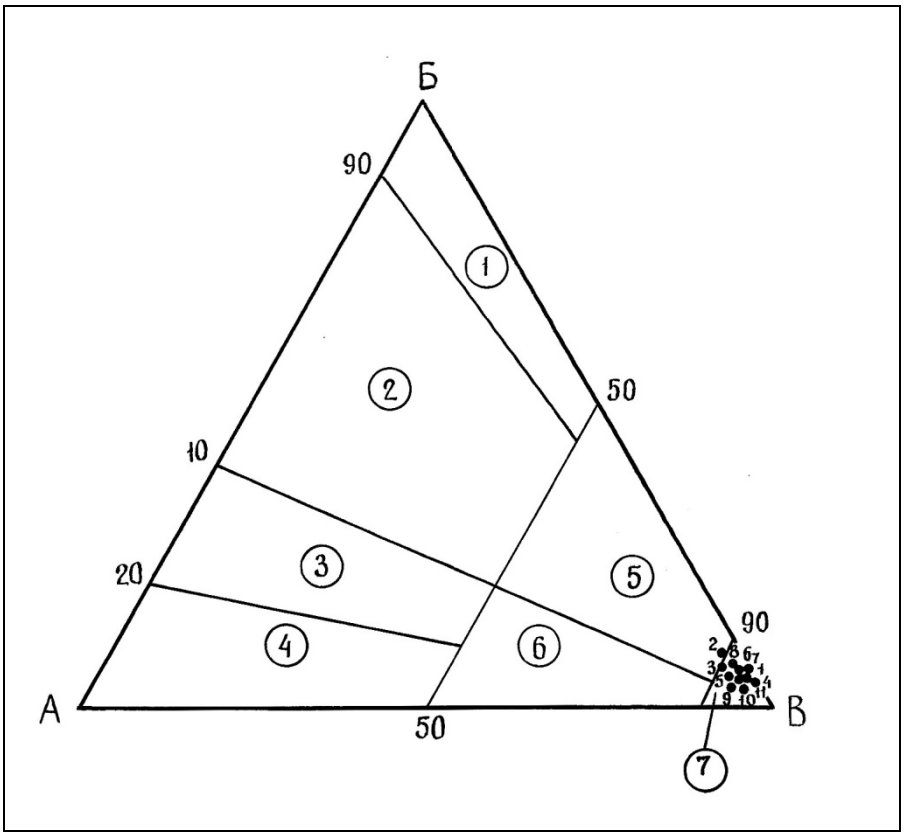


Рис. 6.1. Діаграма для визначення типу вмісного середовища гранітоїдів Брненського масиву:

1). Типи вмісного середовища: 1 – магнезіально-залізистий, 2 – вапняно-магнезіально-залізистий, 3 – вапняно-залізистий, 4 – вапнистий, 5 – магнезіально-залізисто-алюмо-кремнієвий, 6 – вапняно-алюмо-кремнієвий, 7 – алюмо-кремнієвий.

2). Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле, 4 – Веверська Бітішка, 5 – Коунице, 6 – Тетчице, 7 – Глина, 8 – Крумловський Ліс, 9 – Ведровице, 10 – Ольбрамовице, 11 – Рена.

За структурно-геологічними ознаками більшість гранітоїдів БМ являють собою утворення мезоабісальної фації глибинності. Контакти масиву чіткі і лише у південній частині у найбільш глибинних місцях спостерігаються поступові переходи в метаморфічні товщі. Такий факт є однією з ознак їх приналежності до нижньої частини мезоабісальної зони. Тут же, у приконтактовій частині, за даними [102], присутні скарни. До числа ознак нижньої частини мезоабісальної фації можна віднести, разом з витриманим мінеральним складом та одноманітністю мікроструктур (гіпідіоморфнозерниста), також наявність піроксену (за інформацією цих же дослідників) в петротипах Кралово Поле, Ведровице. Гранодіорит Ведровице, окрім цього, містить антипертити розпаду, а у складі граніту Коунице присутній гранат [102]. До утворень нижньої частини мезоабісальної зони дуже близькі за геологічними та петрографічними ознаками також гранодіорити Ольбрамовице, Доубравице, Бланско. В останньому визначений амфібол. У гранодіоритах Бланско, Кралово Поле розвинуті мірмекіти. У більшості з наведених петротипів присутні більш основні незональні плагіоклази поряд з зональними. Характерними є епідотизація та хлоритизація порід. В той же час, реліктові бластові структури гранітоїдів Бланско та Ольбрамовице характеризують їх як відносно менш глибинні утворення. В областях поширення гранодіоритів Веверська Бітішка і гранітів Тетчице сильно проявлена контамінація вмісних порід. Крім того, для петротипу Тетчице характерні процеси окварцювання.

Варто зазначити, що характер субстрату сильно контамінованих гранітоїдних утворень суттєво впливає практично на всі їх основні речовинні характеристики. Тому природно, що низка типоморфних для фацій глибинності ознак виявляється дещо затушованими, і це, в першу чергу, відноситься до гранітоїдів Веверська Бітішка і Тетчице. У зв'язку з цим тут проявляється неоднозначність при віднесенні їх до певних фацій глибинності як за якісними, так і за кількісними ознаками.

До утворень гіпабісальної або верхньої мезоабісальної фації, за геолого-структурними і петрографічними ознаками, можуть бути віднесені лейкократові граніти Глина. Для них характерна штокоподібна форма та чіткі інтрузивні контакти. Граніти – єдині магматичні утворення, що характеризуються порфіровидною структурою, присутні ендоконтактові дрібнозернисті відміни, іноді проявлена зональність плагіоклазів. Від інших петротипів масиву граніт Глина відрізняється найвищим коефіцієнтом окиснення. Присутність лейкократових гранітів у масивах гранодіоритів, нормальних гранітів, існування між ними взаємних переходів – звичайне явище. На думку [35], вони утворюються за рахунок процесів внутрішньокамерної та осередкової диференціації з розплавів складу гранодіоритів та нормальних гранітів. Лейкограніти зазвичай завершують диференціаційні ряди. Однак, однозначно визначити фаціальну приналежність петротипу Глина на підставі наявних даних не уявляється можливим, оскільки їх формування може відбуватися або на гіпабісальному рівні, або також може бути пов'язано з апікальними частинами мезоабісального Брненського плутона.

Особливе положення серед гранітоїдів БМ займають гранодіорити Рена та Крумловський Ліс. Їх можна розглядати як гранітоїди заключних фаз становлення плутона. Простежується їх приуроченість до субширотних розломів другого порядку. Інтрузія Рена має лінзоподібну форму, різкі контакти.

Гранодіорит Зноймо з Дійського масиву характеризується ознаками найбільш глибинних утворень (нижня частина мезоабісальної фації), як і гранодіорит Ведровице південої частини БМ. Характерним є, крім реліктового піроксену [102], присутність ще й резорбованих, більш основних, ніж інші, зерен плагіоклазу.

Цілком природно, що фаціальні особливості гранітоїдів БМ відповідним чином відбиваються й у полі петрогеохімічних та петрофізичних ознак. З метою виявлення такого зв'язку за програмою «Непараметричне розпізнавання» (класифікація з навчанням) було проведено зіставлення гранітоїдів масиву з еталонними утвореннями фацій глибинності деяких гранітоїдних масивів інших регіонів у різних ознакових полях. Як еталон була використана інформація М. І. Толстого [57] по гранітоїдах Західного Забайкалля та Центрального Казахстану.

Вибір еталонних об'єктів виконувався з урахуванням максимальної їх близькості за речовинним складом та загального структурно-тектонічного положення до гранітоїдів БМ, а також найбільшої контрастності класів, що навчають, за «типоморфними» для фацій глибинності петрохімічними, геохімічними та петрофізичними ознаками (табл. 6.1, 6.2, 6.3). Такий принцип дозволяє при розпізнаванні звести до мінімуму значення ознак, що характеризують загальні відмінності речовинного складу навчальних об'єктів та об'єктів, що навчають, та при цьому

найбільш рельєфно показати приналежність об’єктів розпізнавання до певного класу, що відповідає всередині даної групи порід визначеній фації глибинності.

Таблиця 6.1. Типоморфні петрохімічні ознаки фацій глибинності гранітоїдів Брненського масиву та еталонних гранітоїдних утворень Західного Забайкалля та Центрального Казахстану

Геологічний об'єкт			Петрохімічні ознаки							
	Фація глибинності	Комплекс	Al_2O_3/CaO	c	s	Q	(s+a)/(b+c)	s/(b+c)	Q/(b+c)	a/(b+c)
Еталонні утворення	Гіпабісальна	Гуджирський	26,7	0,52	83,4	37,9	42,25	36,1	10,4	6,1
		Обаликумкудуцький	23,1	0,57	83,13	36,6	42,1	35,8	15,7	6,26
	Мезоабісальна (верхня частина)	Куналейський	13,8	1,52	81,3	31,3	22,16	18,7	7,2	3,5
		Вітімканський II	13,8	1,37	80,1	29,8	17,3	14,6	5,4	2,6
	Мезоабісальна (нижня частина	Вітімканський I	7,8	2,0	78,5	25,6	13,9	11,7	3,8	2,2
		Карамендинський	4,4	3,44	76,05	22,35	8,2	7,0	2,1	1,2
Петротип	Доубравице		11,1	1,7	76,9	23,1	10,6	8,9	2,6	1,7
	Бланско		5,3	2,9	76,5	24,1	8,8	7,5	2,4	1,3
	Кралово Поле		4,3	2,2	75,9	19,0	10,4	8,6	2,2	1,7
	Веверська Бітішка		6,1	1,3	79,4	28,7	18,2	15,3	5,1	3,0
	Коунице		5,7	3,1	78,1	27,9	9,7	8,4	3,0	1,4
	Тетчице		6,1	2,9	80,6	33,4	13,7	11	4,9	1,8
	Глина		10,0	1,5	80,1	31,7	14,6	12,5	5,0	2,1
	Рена		38,1	0,4	80,8	37,0	15,9	13,7	6,2	2,3
	Крумловський Ліс		13,9	1,3	80,2	32,6	12,25	10,6	4,3	1,7
	Ведровице		5,8	3,2	79,7	12,5	11,7	10,1	1,6	1,6
	Ольбрамовице		5,9	2,7	82,1	36,7	17,18	15,0	6,6	2,3

Примітки: a, b, c, s, Q – петрохімічні характеристики О. М. Заварицького.

Таблиця 6.2. Типоморфні геохімічні ознаки фацій глибинності гранітоїдів Брненського масиву та еталонних гранітоїдних утворень Західного Забайкалля та Центрального Казахстану

Геологічний об'єкт			Геохімічні ознаки				
	Фація глибинності	Комплекс	K/Rb	Na/Li	Li/Mo	Th/U	Cr/Ni
Еталонні утворення	Гіпабісальна	Гуджирський	78,6	732,98	0,95	0,49	3,4
		Обаликумкудуцький	109,8	1429,6	10,1	6,1	3,4
	Мезоабісальна (верхня частина)	Куналейський	423,2	5365,0	5,0	6,2	2,29
		Вітімканський II	420,2	4968,4	4,8	6,2	2,36
	Мезоабісальна (нижня частина	Вітімканський I	298,4	2634,8	11,97	8,5	2,78
		Карамендинський	220,9	2069,2	17,7	10,1	1,28
Петротип	Доубравице		371	2472,0	17,9	5,2	1,3
	Бланско		438	1482	20	4,5	0,95
	Кралово Поле		366	1388	28	6,8	1,36
	Веверська Бітішка		358	2233	22,1	5,7	1,091
	Коунице		395	2518	16	7,8	1,2
	Тетчице		290	1533	22,5	11,6	1,73
	Глина		225	380,0	36	8,2	0,91
	Рена		157	3960	15,6	7,21	2,4
	Крумловський Ліс		247	1327	39	6,25	1,2
	Ведровице		215	821	57	5,66	1,3
	Ольбрамовице		238	1774	31	4,8	1,33

Таблиця 6.3. Типоморфні петрофізичні ознаки фацій глибинності гранітоїдів Брненського массиву та еталонних гранітоїдних утворень Західного Забайкалля та Центрального Казахстану

Геологічний об'єкт			Петрофізичні ознаки			
	Фація глибинності	Комплекс	δ	ρ	æ	ЗР
Еталонні утворення	Гіпабісальна	Гуджирський	2,64	2,60	0,003	64,9
		Обаликумкудуцький	2,61	2,54	0,011	41,0
	Мезоабісальна (верхня частина)	Куналейський	2,70	2,63	1,694	11,3
		Вітімканський II	2,63	2,57	0,024	9,7
	Мезоабісальна (нижня частина	Вітімканський I	2,64	2,54	0,623	13,1
		Карамендинський	2,68	2,64	1,315	12,4

Петротип	Доубравице	2,81	2,69	0,081	6,4
	Бланско	2,75	2,67	0,921	9,9
	Кралово Поле	2,66	2,62	0,028	8,3
	Веверська Бітішка	2,72	2,61	0,016	9,9
	Коунице	2,72	2,61	0,433	12,6
	Тетчице	2,70	2,62	0,031	11,8
	Глина	2,66	2,59	0,015	25,2
	Рена	2,67	2,61	0,024	24,3
	Крумловський Ліс	2,70	2,62	0,040	10,5
	Ведровице	2,70	2,62	0,016	10,9
	Ольбрамовице	2,70	2,65	0,018	14,3

Як еталонні утворення нижньої мезоабісальної фації глибинності обрані гранітоїди вітімканського комплексу I Західного Забайкалля та карамендинського комплексу Центрального Казахстану. Куналейський та вітімканський II комплекси Західного Забайкалля характеризують, за даними [57], верхню мезоабісальну фацію. Представниками гіпабісальної фації є гранітоїди гуджирського комплексу Західного Забайкалля та обаликумкудуцького комплексу Центрального Казахстану [57].

За результатами розпізнавання гранітоїдів БМ на еталонні (за фаціями глибинності) об'єкти Західного Забайкалля та Центрального Казахстану було виявлено тісний зв'язок глибини їх формування з деякими петрохімічними параметрами. Найбільш інформативними ознаками виявилися вміст Al_2O_3 та CaO, числові характеристики О.М. Заварицького c, s, Q, а також коефіцієнти петрохімічної зональності: (s+a)/(b+c), s/(b+c), Q/(b+c), a/(b+c), де (s+a)/(b+c) – коефіцієнт петрохімічної полярності; s/(b+c) та Q/(b+c) – коефіцієнти кислотності–основності, a/(b+c) – коефіцієнт лужності–основності.

Наведені коефіцієнти закономірно зменшуються з глибиною, причому, як видно з табл. 6.1, обрані еталони відрізняються достатньою контрастністю. Така поведінка петрохімічних коефіцієнтів пов'язана зі збільшенням долі лугів, що приходиться на долю кремнекислоти. Це означає, що збільшення кількості лугів у залишковому розплаві, а не лужний метасоматоз, призводить до збільшення долі лугів у відносно менш глибинних тілах. Це підтверджується ще й тим, що вкрапленики калішпату в гранітоїдах БМ мають порфіробластичну природу.

За результатами розпізнавання на підставі типоморфних петрохімічних ознак петротипів БМ гранітоїди Східної зони (табл. 6.1; рис. 6.2) віднесені до нижньої частини мезоабісальної фації з максимальним ступенем достовірності. Те ж саме відноситься до петротипів Коунице та Ведровице. Гранітоїди Тетчице, Глина, Крумловський Ліс, Ольбрамовице та Рена займають проміжне положення між нижньою та верхньою частинами мезоабісальної зони. Для цих гранітоїдів характерно досить різке збільшення (по відношенню до більш глибинних утворень) коефіцієнтів петрохімічної полярності та кислотності-основності. Збільшення ж відношення Al_2O_3/CaO у гранітоїдах Рена, Глина та Крумловський Ліс, враховуючи відносну інертність Al_2O_3 пов'язано, скоріш за все, з процесами альбітизації, у результаті чого його величина зросла майже до рівня значень гіпабісальної фації. Аномально високим виявився також вміст нормативного кварцу (Q) для Ольбрамовице та Рена, що, враховуючи високий ступінь окварцювання Ольбрамовице, цілком пояснює віднесення їх до верхньої частини мезоабісальної зони. Коефіцієнт лужності-основності достатньо добре визначив «глибину» формування гранітоїдів, приналежних до нижньої частини мезоабісальної зони. Разом з тим, підвищена внаслідок лужного метасоматозу лужність гранітоїдів південної частини БМ призвела до того, що утворення верхньої та нижньої частин мезоабісальної зони за коефіцієнтом лужності-основності не розділилися. З цієї ж причини виявився «не працюючим» параметр кислотності-лужності, хоча загальна тенденція до зменшення величини цього параметру з глибиною все ж таки намічається. Для суттєво лейкократових порід (граніт Глина) всі петрохімічні коефіцієнти через збіднення темноколірними мінералами виявилися дещо підвищеними, у зв'язку з чим даний петротип виявився приналежним до верхньої частини мезоабісальної зони. За всіма ознаками до утворень верхньої частини мезоабісальної зони відноситься також гранодіорит Веверська Бітішка. У цілому розпізнавання гранітоїдів на фації глибинності за петрохімічними ознаками узгоджується з загальногеологічними критеріями глибинності.

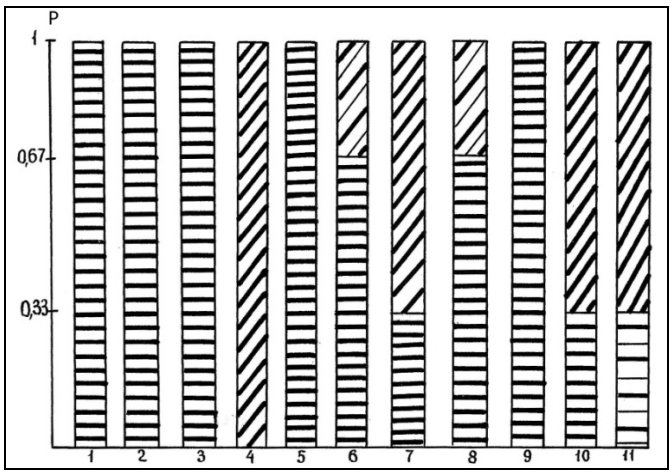


Рис. 6.2. Результати розпізнавання гранітоїдів БМ на фації глибинності за типоморфними петрохімічними ознаками:

Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле, 4 – Веверська Бітішка, 5 – Коунице, 6 – Тетчице, 7 – Глина, 8 – Крумловський Ліс, 9 – Ведровице, 10 – Ольбрамовице, 11 – Рена.

Оцінка внутрішньої приналежності:

1,0 гіпабісальна фація,

< 0,7
0,7 - 0,85
> 0,85
Верхня частина мезоабісальної фації

< 0,7
0,7 - 0,85
> 0,85
Нижня частина мезоабісальної фації

P ймовірність приналежності до класу

Для вирішення питання приналежності гранітоїдів БМ до певної фації глибинності була проведена також обробка геохімічної інформації за алгоритмом «Непараметричне розпізнавання». Ознакове поле розпізнавання досліджуваних гранітоїдів та обраних еталонних об’єктів було представлено у вигляді відношень хімічних елементів: K/Rb, Na/Li, Li/Mo, Th/U, Cr/Ni. Ці відношення обрані з урахуванням їх інформативності щодо фацій глибинності. Такий аналіз був попередньо проведений по еталонних об’єктах за геологічною інформацією за допомогою алгоритму «Непараметрична інформативність». При цьому були вилучені показники, що не розрізняють породи за фаціями глибинності, а з тих, що залишилися, вибрані найбільш інформативні, до числа яких і відносяться наведені вище відношення хімічних елементів. За результатами розпізнавання гранітоїдів БМ на еталони фацій глибинності, було з’ясовано, що основна частина гранітоїдів масиву за обраними відношеннями хімічних елементів належить до утворень нижньої частини мезоабісальної фації (рис. 6.3). Виняток складають тільки гранодіорити Рена, які з імовірністю 0,67 можуть бути віднесені до утворень верхньомезоабісальної фації глибинності і тільки з імовірністю 0,33 – до нижньомезоабісальної. Однак, при цьому, оцінка внутрішньої приналежності при потраплянні петротипу Рена до класу нижньомезоабісальних порід (0,53) значно вища, ніж при потраплянні у клас верхньомезоабісальних (0,16).

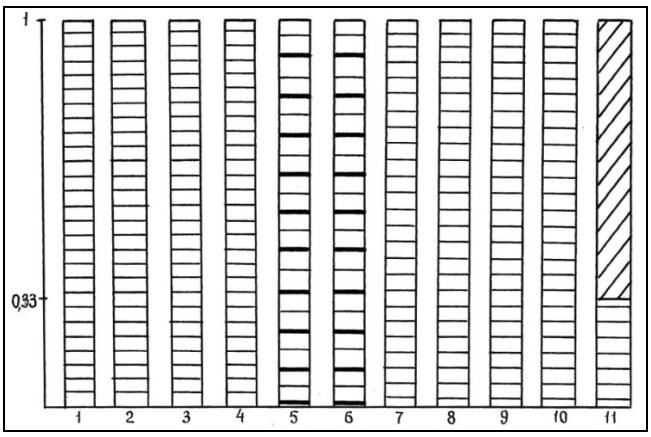


Рис. 6.3. Результати розпізнавання гранітоїдів БМ на фації глибинності за типоморфними геохімічними ознаками:
умовні позначення та назви петротипів за їх номерами відповідають рис. 6.2.

Задача визначення фаціальної приналежності гранітоїдів БМ вирішувалась також із залученням низки петрофізичних характеристик. При розпізнаванні провідних петротипів досліджуваних порід на фації глибинності використовувалися такі ж еталонні об'єкти (табл. 6.3). Як вже зазначалося, гранітоїди БМ з найбільшою імовірністю можуть бути віднесені до мезоабісальних утворень. Не виключається можливість й зменшення припустимої глибини формування, принаймні для окремих видів порід (до гіпабісальної фації).

Основною тенденцією зміни хімічного складу порід з глибиною є послідовне збільшення фемічності та зменшення кислотності та лужності, що певним чином позначається й на їх фізичних властивостях. Для порід мезоабісальної фації глибинності типовим є підвищення рівня магнітної сприйнятливості, що визначається присутністю у їх складі магнетиту. Він, як правило, має вторинне походження, утворюючись при метасоматичних перетвореннях порід внаслідок розпаду темнобарвних мінералів за умов підвищеного кисневого потенціалу. Однією з передумов для утворення вторинного магнетиту є відносне збагачення вихідного розплаву фемічними компонентами, що є характерним для утворень достатньо великих глибин. Породам мезоабісальної фації властивий понижений вміст летких та пов'язаних з ними елементів (уран). В наслідок цього їх загальна радіоактивність є невисокою та характеризується торієвою та торій-калієвою природою.

У породах гіпабісальної фації глибинності суттєво підвищується вміст кремнекислоти, лугів, зменшується кількість фемічних мінералів. Відносне підвищення вмісту салічних компонентів супроводжується збагаченням порід рідкісними, радіоактивними і леткими елементами. За мінеральним складом породи гіпабісальної фації вирізняються підвищенням вмісту кварцу, калієвого польового шпату за рахунок зменшення плагіоклазу та біотиту. Такі особливості речовинного складу відображаються в полі петрофізичних ознак у вигляді зниження мінеральної та об'ємної густини, низького рівня магнітної сприйнятливості, збільшення теплопровідності. Підвищується в них і вміст радіоактивних елементів, а, отже, й загальна радіоактивність, варіабельність концентрацій радіоактивних елементів. У порівнянні з мезоабісальними утвореннями збільшується в загальній радіоактивності доля торію та урану; торій-уранове відношення зменшується.

Результати обробки гранітоїдів БМ за програмою «Непараметричне розпізнавання» у полі петрофізичних ознак представлені на рис. 6.4, 6.5. Як бачимо, більшість гранітоїдів масиву тяжіє до утворень верхньої та нижньої частин мезоабісальної фації. Найменшою глибинністю (аж до гіпабісальної фації) характеризуються граніти Глина. Це найбільш лейкократова відміна масиву. Підвищена кислотність, понижений вміст біотиту і відсутність амфіболу зумовили найнижчі значення їх об'ємної та мінеральної густини. За рівнем ІМП граніти Глина відносяться до класу немагнітних. Загальна радіоактивність по відношенню до її середнього рівня для порід БМ суттєво підвищена, в ній збільшується дольова участь торію та урану в порівнянні з калієм. Таким чином, основні особливості цих гранітів у цілому відповідають «петрофізичному портрету» гранітоїдів гіпабісальної фації глибинності, що й фіксується результатами проведеного розпізнавання. Так, за параметрами ρ, æ, ЗР, що є найбільш інформативними серед усіх досліджених фізичних

характеристик для вирішення питань щодо визначення глибинності, петротип Глина впевнено (з імовірністю 1,0) може бути віднесений до класу гіпабісальних утворень (рис. 6.5). Тенденцію приналежності до гіпабісальної фації виявляють також гранодіорити Рена, насамперед, внаслідок підвищеної загальної радіоактивності (переважно торієвої природи) та достатньо низької густини.

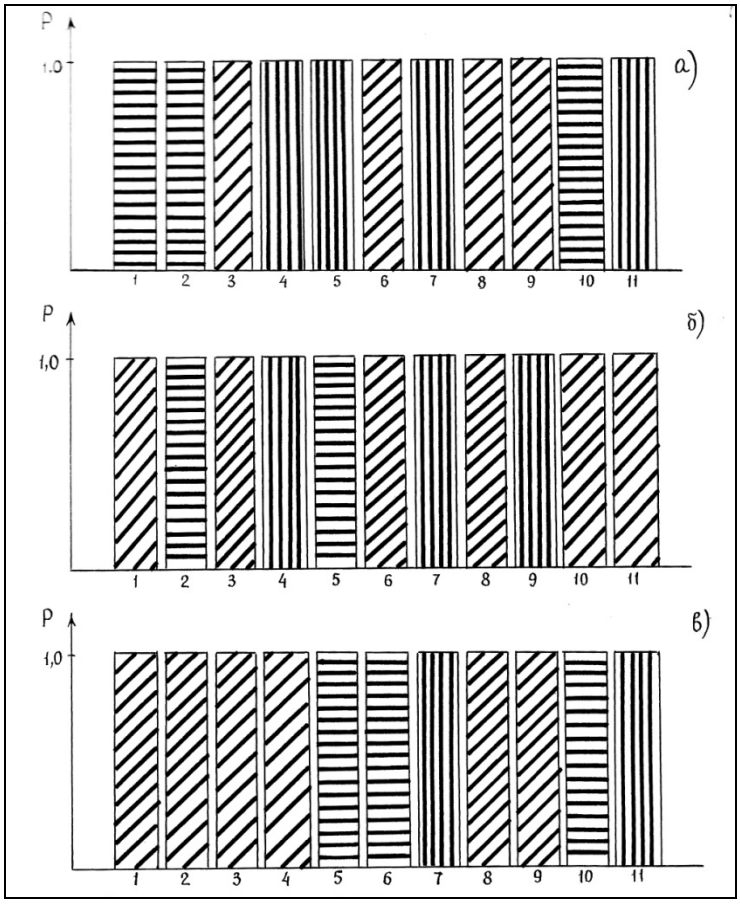


Рис. 6.4. Результати розпізнавання гранітоїдів БМ на фації глибинності за типоморфними петрофізичними ознаками:

а) щільність, б) магнітна сприйнятливість, в) загальна радіоактивність.

Умовні позначення та назви петротипів за їх номерами відповідають рис. 6.2.

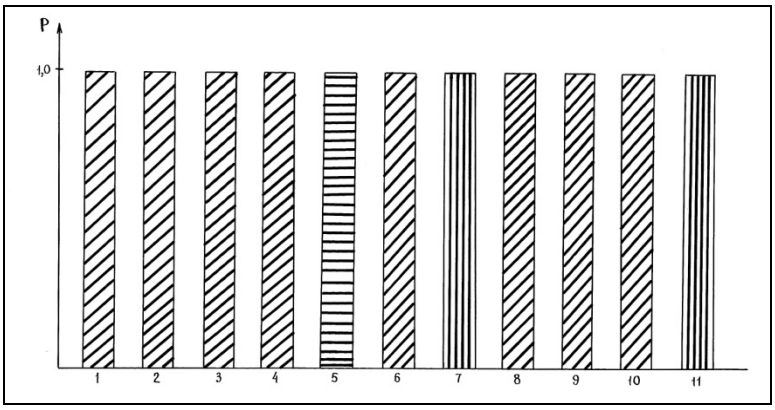


Рис. 6.5. Результати розпізнавання гранітоїдів БМ на фації глибинності за інформативними петрофізичними ознаками:

умовні позначення та назви петротипів гранітоїдів за їх номерами відповідають рис. 6.2.

Високий рівень ІМП гранодіоритів Бланско та гранітів Коунице є підставою до віднесення їх до найбільш глибинних утворень БМ. Природа їх магнітних властивостей є вторинною та пов’язана з присутністю у породах магнетиту, що утворився в результаті трансформації темноколірних мінералів при метасоматичних перетвореннях порід. При розпізнаванні за

параметром æ петротипи Бланско та Коунице потрапляють у клас нижньомезоабісальних утворень.

Гранодіорити Бланско, окрім високих ІМП, вирізняються також підвищеною об'ємною та мінеральною густиною, що властиве більш глибинним утворенням. У результаті розпізнавання за параметром ρ петротип Бланско також потрапляє до класу нижньомезоабісальних порід.

Гранодіорити Бланско та граніти Коунице характеризуються достатньо низьким рівнем ЗР і, згідно з обраною шкалою еталонів, відповідають мезоабісальним утворенням, причому Бланско потрапляють до верхньої частини цієї фації, а Коунице – до нижньої.

Всі інші петротипи гранітоїдів БМ (Доубравице, Кралово Поле, Веверська Бітішка, Тетчице, Крумловський Ліс, Ведровице, Ольбрамовице) за петрофізичними ознаками розпізнаються переважно у клас верхньомезоабісальних порід. Всі вони, судячи зі значень ІМП, відносяться до класу немагнітних утворень. Їх загальна радіоактивність невисока, переважно торій-калієвої природи.

На підставі виявлених типоморфних петрохімічних, геохімічних та петрофізичних ознак (рис. 6.6) всі петротипи гранітоїдів БМ з високою оцінкою внутрішньої приналежності відносяться до мезоабісальної фації глибинності, причому до її верхньої частини потрапляють тільки гранодіорити Рена.

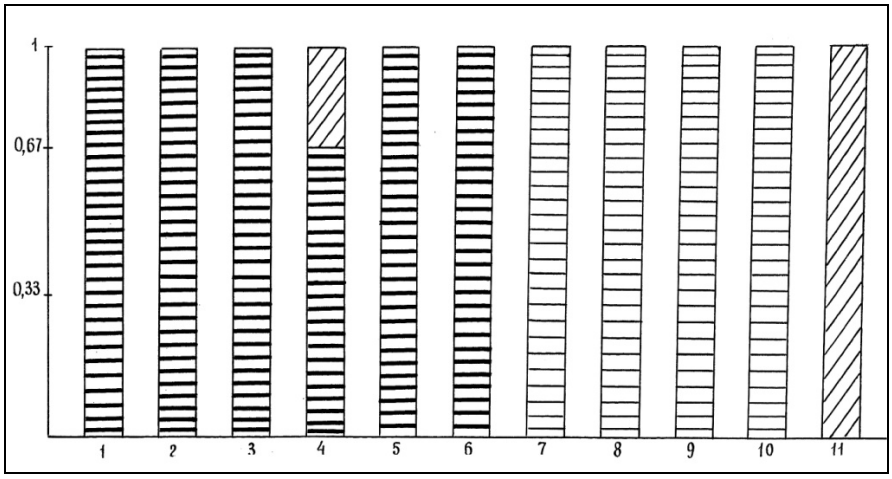


Рис. 6.6. Результати розпізнавання гранітоїдів БМ на фації глибинності за комплексом типоморфних петрохімічних, геохімічних і петрофізичних ознак:
умовні позначення та назви петротипів за їх номерами відповідають рис. 6.2.

На заключному етапі обробки петрогеохімічної та петрофізичної інформації з метою визначення фаціальної приналежності гранітоїдних утворень БМ була використана процедура кластерного аналізу, за результатами якого гранітоїди масиву (рис. 6.7) поділилися на дві групи. Першу групу склали гранітоїди Доубравице, Бланско, Кралово Поле, Коунице, Ведровице. Ця група порід виявляє тенденцію до утворень найбільшої глибинності. Наведені об'єкти відносяться до формувань нижньої частини мезоабісальної фації, головним чином, за петрохімічними ознаками (низькі значення коефіцієнтів петрохімічної полярності, основності-кислотності, лужності-основності). Значення ж геохімічних відношень та петрофізичних параметрів, за якими проводилось групування, не вирізняються достатньою контрастністю. Однак, і за цими характеристиками не викликає сумнівів віднесення об'єктів цієї групи до порід мезоабісальної фації глибинності. До другої групи увійшли гранітоїди Веверська Бітішка, Тетчице, Глина, Крумловський Ліс, Ольбрамовице та Рена. Віднесення петротипу Рена до цієї групи є досить умовним (приєднується до неї на самому високому рівні). І дійсно, за більшістю типоморфних ознак, гранодіорити Рена відносяться до верхньої частини мезоабісальної фації. Інші гранітоїди, що входять до складу групи, у цілому характеризуються ознаками нижньої мезоабісальної фації (рис. 6.6) та виявляють, з одного боку, тенденцію до зниження глибинності (відносно більш високі коефіцієнти петрохімічної зональності), а, з іншого боку, деякий розкид значень геохімічних та петрофізичних параметрів не дозволяє впевнено визначити їх фаціальну приналежність (рис. 6.7).

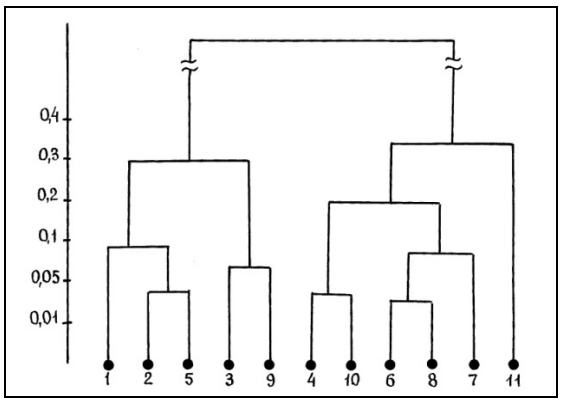


Рис. 6.7. Дендрограма групування гранітоїдів Брненського масиву за типоморфними для фації глибинності ознаками:

назви петротипів гранітоїдів за їх номерами відповідають рис. 6.2.

Проведені групування за типоморфними для фації глибинності ознаками у цілому підтвердили висновки щодо приналежності гранітоїдів БМ до мезоабісальних утворень.

Розділ 7
ГЕОДИНАМІЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО І ДІЙСЬКОГО МАСИВІВ

Для реконструкції геодинамічних обстановок формування гранітоїдів існує низка дискримінаційних класифікацій, в основу яких покладені варіації макро-, мікроскладу і фізичних властивостей порід залежно від умов їхнього утворення.

7.1. Геодинамічні класифікації гранітоїдів на основі аналізу речовинних ознак

Серед значної кількості генетичних класифікацій гранітоїдних утворень найбільш популярною залишається класифікація, яку започаткували Б. Чаппел та ін. [75] з розділенням їх на S- та I-типи, що згодом була доповнена ще двома типами – M- [111] та A- [93]. Як вже зазначалося, згідно з даними чеських геологів [91, 92], найбільш поширеними на території БМ виявилися гранітоїди I-типу, що входять, зокрема, до складу Східної гранітоїдної зони, а також гранодіорити набору Рена, які представляють утворення Західної. Породні набори Тетчице і Глина Західної гранітоїдної зони класифікуються цими дослідниками як S- та A-типи відповідно.

Маючи у своєму розпорядженні значний обсяг оригінального фактологічного матеріалу, ми слідом за чеськими геологами з метою зіставлення результатів спробували провести типізацію гранітоїдів БМ. Виявилося, що це не так просто: все залежить від критеріїв, що беруться за базові при генетичній класифікації порід. Якщо в основу цих досліджень покласти хімічний склад порід, зокрема, вміст Na_2O, значення якого досить чітко різниться для різних генетичних типів гранітів, то у відповідності до аналітичних даних, наведених у [110], більшість гранітоїдів Західної зони, починаючи від петротипу Коунице і закінчуючи гранодіоритами Ольбрамовице (за винятком гранітів Глина), можна віднести до I-типу, тоді як всі гранітоїди Східної зони, а також Веверська Бітішка Західної, паралелізуються як з M-, так і з A-типом. З геологічної точки зору, виходячи з петрографічного складу порід, це не відповідає дійсності, оскільки з числа досліджених петротипів масиву лише граніти Глина [110] можуть типізуватися як A-граніти.

За кількісним вмістом CaO петротипи гранітоїдів БМ класифікуються наступним чином: гранодіорити Рена, Крумловський Ліс, граніти Глина – це породи A-типу, гранодіорити Кралово Поле – I-типу, всі інші гранітоїди відносяться до S-типу.

Як бачимо, існує явне протиріччя між результатами, отриманими при використанні в якості критерію типізації гранітоїдів вміст окремо взятих оксидів, хоча і кількісно диференційованих між чотирма основними генетичними типами гранітів. Більш коректним критерієм, який враховує хімічні особливості порід, є індекс збагачення алюмінієм [112] – ASi. Якщо значення індексу ASi ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ менше 1,1, вважається, що це породи I-типу, а якщо більше 1,1, то S-типу. Виходячи з геохімічних особливостей та величини ізотопного відношення $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,705–0,707 [81], до останнього типу чеські геологи відносять лише граніти з набору Тетчице. Нами був перерахований індекс ASi для цих порід, який був визначений на рівні 1,05. Взявши це значення за базове при визначенні граничної межі для ідентифікації утворень S-типу, ми, таким чином, змогли класифікувати гранітоїди БМ на S- та I-типи. Згідно з цим критерієм, до порід S-типу, крім гранітів Тетчице, віднесені також петротипи Доубравице, Рена, Крумловський Ліс, Ведровице, а всі інші – до I-типу. Якщо за граничну величину між цими генетичними типами гранітоїдів взяти 1,1, тоді лише гранодіорити Доубравице, Рена, Крумловський Ліс слід відносити до утворень S-типу, всі інші петротипи (в тому числі граніти Тетчице та гранодіорити Ведровице) – до I-типу.

З елементного складу порід найбільш інформативним для їх генетичної класифікації є стронцій, насамперед, через контрастність його вмісту в різних генетичних типах гранітів [110] . Згідно з таким критерієм, лише гранодіорити Чорна Гора можна віднести до S-типу, тоді як граніти Тетчице і Глина, гранодіорити Рена, граніти Тасовице і Богуславський Рибнік і можливо граніти Твориграз – це породи I-типу. Всі інші петротипи гранітоїдів БМ і ДМ відносяться до I-типу або, що є суперечливим, M-типу.

Разом з тим, якщо за основу генетичної типізації гранітоїдів БМ взяти величину Rb/Sr відношення [110], то за цим показником всі вони ідентифікуються як утворення I-типу. Про доцільність віднесення порід масиву до цього ж генетичного типу свідчить також постійна

зараженість їх сфеном як одного з мінералогічних критеріїв, що, згідно з даними [71], властиво для гранітоїдів I-типу.

Характерно, що на діаграмі $Na_2O–K_2O$ (рис. 7.1) практично всі гранітоїди БМ також попадають в класифікаційне поле I-типу. Виняток складають гранодіорити Крумловський Ліс, які знаходяться в контурі поля невизначеності. На класифікаційній діаграмі $Rb/Zr–SiO_2$ (рис. 7.2) спостерігається така ж картина: фігуративні точки гранітоїдів БМ знаходяться в контурі поля вулканічних дуг і мають інтерпретуватися як утворення острівно-дугових систем або активних континентальних окраїн. Що стосується Nb–Y діаграми Дж. Пірса [95] (рис. 7.3), то, згідно з нею, переважна більшість гранітоїдів БМ і ДМ знаходиться в полі невизначеності гранітів I- та S-типів та ідентифікується відповідно як утворення вулканічних дуг і синколізійні граніти. Виключення складають лише граніти Твориграз, які знаходяться в полі внутрішньоплитних утворень. На іншій діаграмі Rb–(Y+Nb) цього ж дослідника (рис. 7.4) практично всі гранітоїди БМ потрапляють в поле вулканічних дуг, і тільки гранодіорити Рена дещо виходять за його межі і можуть класифікуватися як синколізійні утворення.

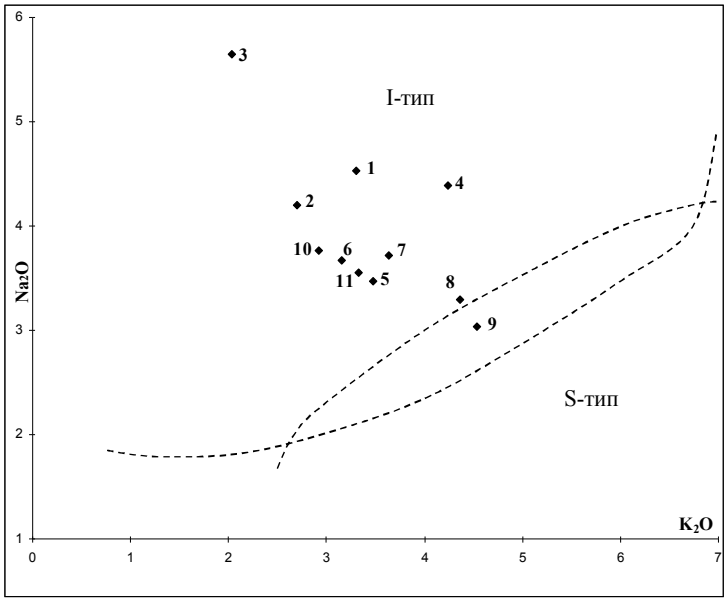


Рис. 7.1. Дискримінаційна діаграма $Na_2O–K_2O$ для гранітоїдів Брненського масиву, за Б. Чаппелом та ін. [76]:

1. Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле, 4 – Веверська Бітішка, 5 – Коунице, 6 – Тетчице, 7 – Глина, 8 – Рена, 9 – Крумловський Ліс, 10 – Ведровице, 11 – Ольбрамовице.
2. I-, S-типи – генетичні типи гранітоїдів.

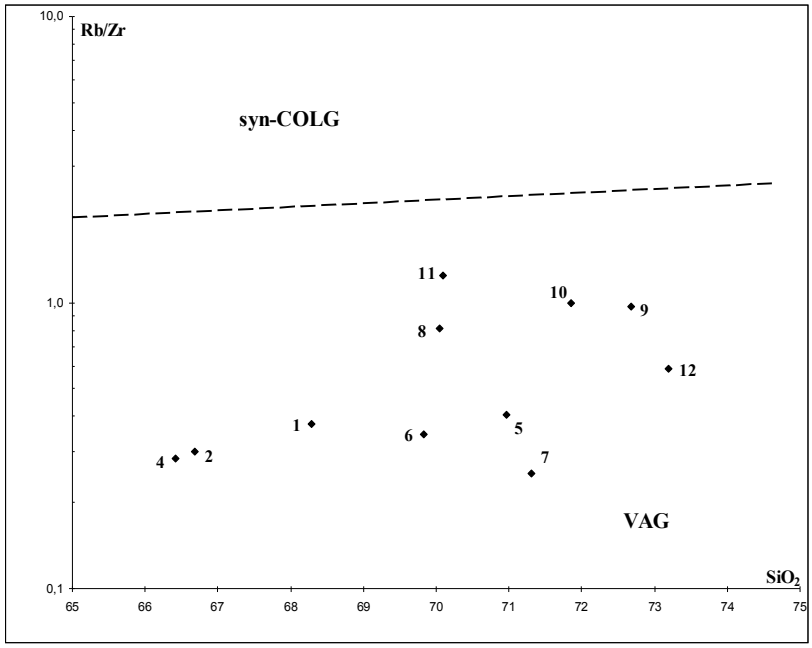


Рис. 7.2. Дискримінаційна діаграма Rb/Zr–SiO_2 для гранітоїдів Брненського масиву, за Н. Харісом та ін. [85]:

1. Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Чорна Гора, 4 – Кралово Поле, 5 – Веверська Бітішка, 6 – Коунице, 7 – Тетчице, 8 – Глина, 9 – Рена, 10 – Крумловський Ліс, 11 – Ведровице, 12 – Ольбрамовице.

2. Геодинамічні обстановки: VAG – граніти вулканічних дуг, syn-COLG – синколізійні граніти.

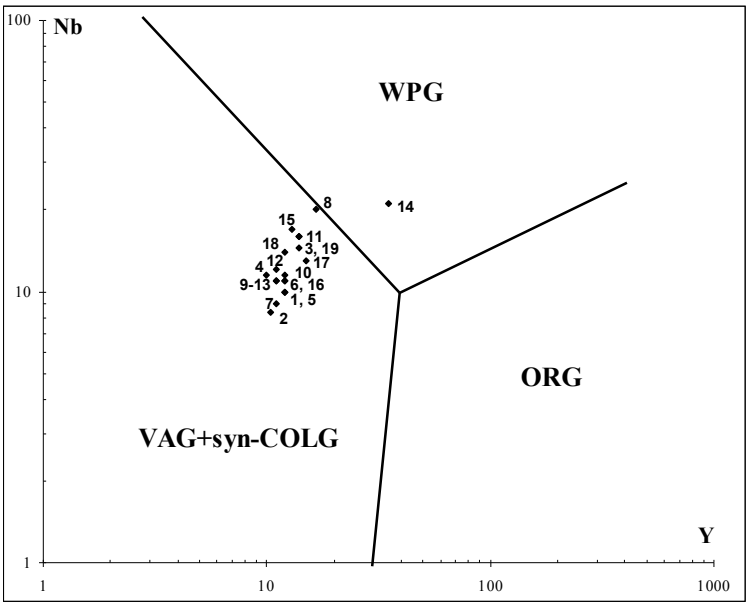


Рис. 7.3. Дискримінпційна діаграма Nb–Y для гранітоїдів Брненського та Дійського масивів, за Дж. Пірсом та ін. [95]:

1. Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Чорна Гора, 4 – Кралово Поле, 5 – Веверська Бітішка, 6 – Коунице, 7 – Тетчице, 8 – Глина, 9 – Рена, 10 – Крумловський Ліс, 11 – Ведровице, 12 – Ольбрамовице., 13 – Вировице, 14 – Твориграз, 15 – Унанов, 16 – Зноймо, 17 – Тасовице, 18 – Машовице, 19 – Богуславський Рибнік.

2. Геодинамічні обстановки: VAG – граніти вулканічних дуг, syn-COLG – синколізійні граніти, WPG – внутрішньоплитні граніти, ORG – граніти серединно-океанічних хребтів.

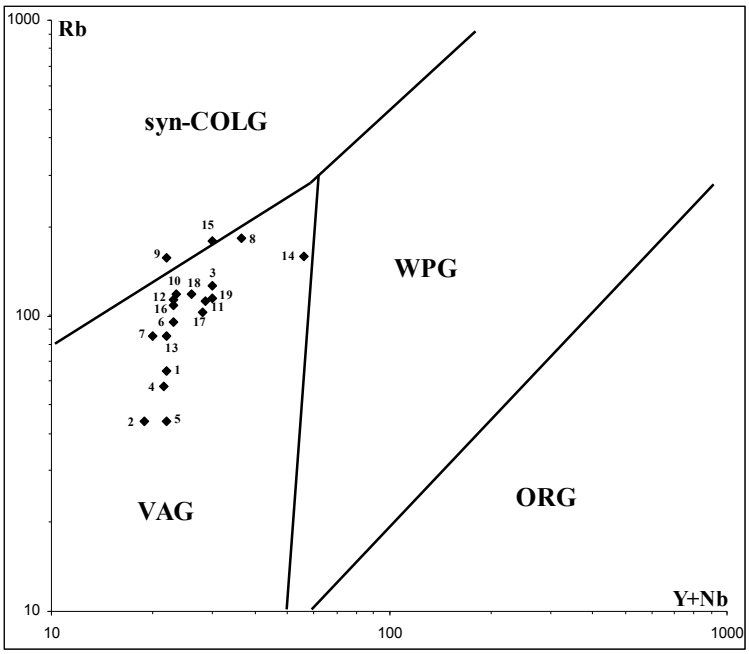


Рис. 7.4. Дискримінаційна діаграма Rb–(Y+Nb) для гранітоїдів Брненського та Дійського масивів, за Дж. Пірсом та ін. [95]:
назви петротипів за їх номерами див. на рис. 7.3.

Як бачимо, у багатьох наведених вище прикладах з використанням різних критеріїв для їх розділення практично всі досліджувані гранітоїди БМ і ДМ з генетичної точки зору типізуються як формування вулканічних дуг, тоді як, за даними зарубіжних геологів [91], до цього генетичного типу належать лише гранітоїди Східної зони, а в межах Західної, крім I-гранітоїдів, виділяються ще A- та S-типи. Варто зазначити, що, за результатами наших досліджень (рис. 2.5), гранітоїди A-типу (до яких Дж. Лейшман та ін. [91] відносять граніти Глина) та S-типу (граніти Тетчице) однозначно не діагностуються. Незважаючи на те, що серед магматичних утворень Брненського і Дійського масивів за мінералогічним, хімічним чи елементним складом можуть бути виділені гранітоїди S-, I- і навіть M-типів, практично всі вони або переважна більшість, на нашу думку, є породними представниками I-типу, і мають інтерпретуватися як формування острівно-дугових систем або активних континентальних окраїн. Якщо порівнювати гранітоїди БВТ з петрогенними типами Б. Барбаріна [71], що виділені ним як геохімічні маркери геодинамічних обстановок, то найбільш наближеними до чеських гранітоїдів можна визначити гранітоїди типу ACG і меншою мірою часто асоційовані з ними ATG. Зазначимо, що ці вапняно-лужні типи гранітоїдів максимально поширені в зонах субдукції і формуються у вулканічних дугах і на активних континентальних окраїнах. Більш спірним є зіставлення досліджуваних гранітоїдів з петрогенним типом KCG, який, як зазначає Б. Барбарін [71], може фіксуватися в різних типах геодинамічних обстановок. Але, найбільш розповсюджені вони в межах орогенних поясів, пов’язаних з континентальною колізією [71]. Для таких типів є характерним корово-мантійне походження: для ACG і ATG – з переважанням мантійного компонента, KCG – корового. За класифікацією Б. Чаппеля та ін. [76] – це гранітоїди I-типу. Згідно з геохімічною типізацією Л. В. Таусона [55], гранітоїди Східної зони БМ (без ДМ) близькі до утворень андезитового ряду, які є похідними андезибазальтової магми і формуються в острівно-дугових обстановках середньої частини зони Беньофа. Натомість, аналогічні утворення Західної зони БМ і ДМ наближені до гранітоїдів вапняно-лужного ряду. Припускається, що гранітоїди цього геохімічного типу приурочені не безпосередньо до острівної дуги, а до її тилової частини на континентальній окраїні.

Кількісна міра належності петротипів БМ та осницького комплексу УЩ до генетичних типів гранітоїдних порід класифікації SIAM Чаппела–Уайта–Лойзелла показана в табл. 7.1 у вигляді евклідових відстаней до їхніх метацентрів.

Таблиця 7.1. Статистичне моделювання приналежності гранітоїдів Брненського масиву і осницького комплексу УЩ за різними класифікаціями

Регіон	№ з/п	Петротип	Евклідова відстань до метацентрів генетичних і геохімічних типів у відповідних класифікаціях, [25]					
			Чаппел, Уайт, Лойзелл				Л. В. Таусон	
			M	S	I	A	III вапняно-лужні	IV латитові
Брненський масив	1	Гранодіорит Доубравице	51	51	56	422	23,9	44,3
	2	Гранодіорит Бланско	54	58	65	424	17,1	35,2
	3	Гранодіорит Кралове Поле	77	54	50	394	17,9	39,4
	4	Гранодіорит Веверська Бітішка	113	76	66	359	8,8	28,2
	5	Граніт Коунице	76	69	74	426	8,8	25,0
	6	Граніт Тетчице	72	59	62	412	16,0	28,3
	7	Граніт Глина	79	66	70	423	12,4	30,2
	8	Гранодіорит Рена	75	87	91	450	31,5	55,1
	9	Гранодіорит Крумловський Ліс	85	101	108	466	27,0	49,7
	10	Гранодіорит Ведровице	73	77	86	445	13,2	23,5
	11	Гранодіоріт Ольбрамовице	95	71	64	388	25,5	47,4
Український щит, осницький комплекс	12	Граніт осницький	157	105	97	320	32,2	8,5
	13	Гранодіорит осницький	273	224	210	200	6,3	18,3
	14	Гранодіорит ясногорський	401	355	341	123	21,1	45,1
	15	Кв. монцодіорит вировський	563	518	504	185	28,5	52,0
	16	Діорит рокитнянський	230	195	181	272	60,5	84,1
	17	Діорит вировський	272	281	284	518	41,2	64,2

Порівняння відстаней до метацентрів гранітоїдів досліджуваних регіонів виявило більш тісну кореляцію гранітоїдів БМ і всіх утворень осницького комплексу з I-, S-, M-типами орогенними за природою, ніж з A-типом, що може формуватися в анорогенній обстановці (рис. 7.5).

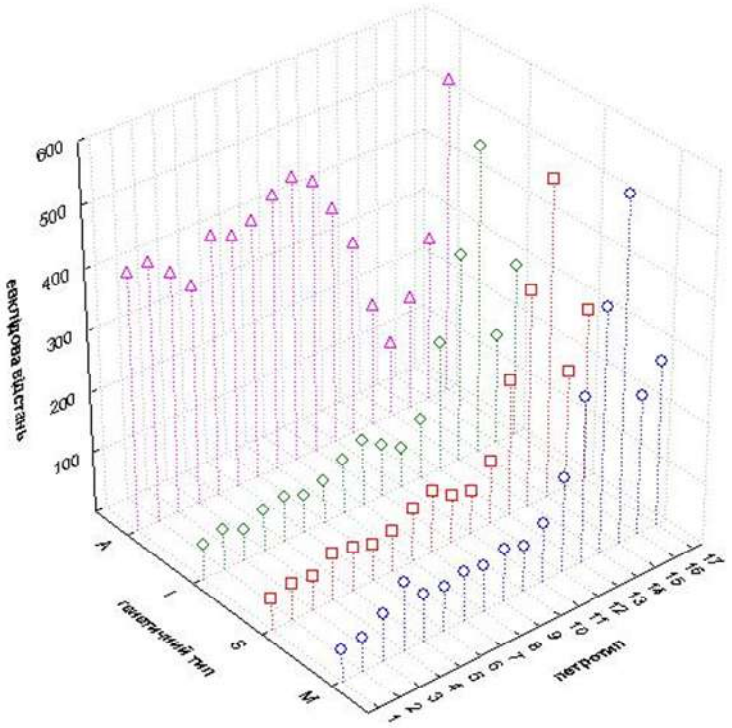


Рис. 7.5. Евклідові відстані до метацентрів генетичних типів SIAM класифікації гранітоїдів Брненського масиву і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1

Геохімічна класифікація Л. В. Таусона. Згідно з геохімічною класифікацією Л. В. Таусона [25, 55], досліджені петротипи гранітоїдів розділяються на три геохімічні групи.

До першої групи відносяться всі гранітоїди Брненського масиву, а також гранодіоріт ясногорський і кварцовий монцодіорит вировський. За мікроелементним складом вони близькі до гранітоїдів латитового ряду. Геодинамічні умови їхнього формування відповідають тиловим частинам окраїн невадійського типу або внутрішньоконтинентальним зонам Беньофа.

До другої групи належить граніт осницький (крайній член диференціації породного ряду осницького комплексу УЩ). За мікроелементним складом цей петротип близький до гранітоїдів вапняно-лужного ряду. Геодинамічні умови – активні континентальні окраїни невадійського типу та/або центральні частини структурно-магматичної зональності каліфорнійського типу.

До третьої гупи відносяться гранітоїдні утворення ранніх фаз [67] осницького комплексу (діорити рокитнянський і вировський, гранодіорит осницький), які не виявляють вираженого зв'язку з відповідним типом геодинамічної обстановки.

Евклідові відстані до метацентрів відповідних геохімічних типів Л. В.Таусона представлені в табл. 7.1 і на рис. 7.6.

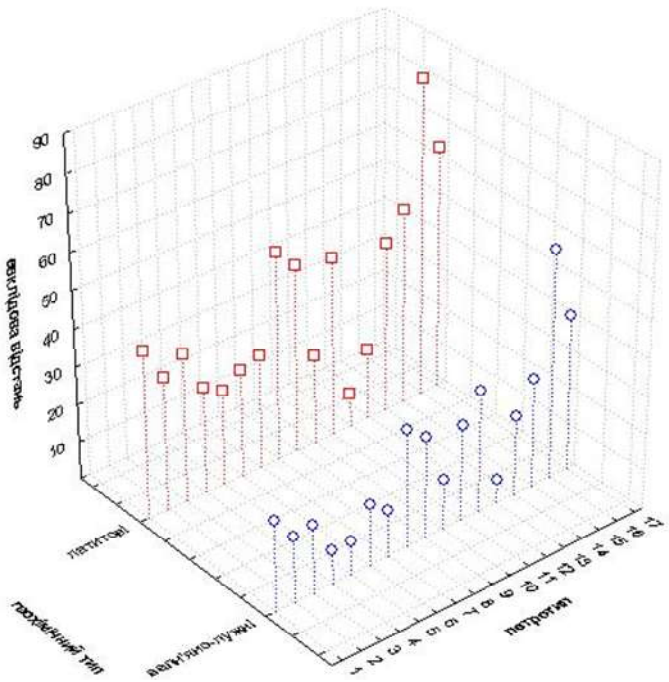


Рис. 7.6. Евклідові відстані до метацентрів геохімічних типів класифікації Л. В. Таусона гранітоїдів Брненського масиву і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1

Дискримінаційні діаграми П. Меніара, Ф. Пікколі [94]. Для розділення гранітоїдів на окремі геодинамічні групи використовується схема послідовних дискримінацій петрохімічних даних. Покроково (всього 7 кроків обчислень) здійснюється критеріальне розділення вибірки порід на окремі групи (рис. 7.7).

Ці дослідники для розділення гранітоїдів різних геодинамічних обстановок запропонували низку дискримінаційних діаграм (рис. 7.7 а-д), для побудови яких використовується вміст основних петрогенних оксидів в % маси. Із них найбільш ефективними виявилися діаграми г) та д) рис. 7.7, а найменш прийнятними – а), б), в). Це пов'язано з тим, що на останніх трьох фігуративні точки оксидного складу попадають в контур поля гранітоїдів посторогенних обстановок, яке перекривається полями п'яти інших генетичних типів. На діаграмах г), д) рис. 7.7 досліджені нами гранітоїди ідентифікуються як орогенні утворення трьох генетичних типів (острівних дуг,

континентальних дуг, континентальної колізії), які за індексом ASI розділяються на дві групи – континентальної колізії (гранодіорити Доубравице, Рена, Крумловський Ліс) і нерозділену острівних і континентальних дуг (гранодіорити Бланско, Кралово Поле, Веверська Бітішка, граніти Коунице, Тетчице, Глина, гранодіорити Ольбрамовице, ясногорський, кварцовий монцодіорит вировський, діорити рокитнянський і вировський). Для трьох петротипів (гранодіорити Ведровице, осницький, граніт осницький) генетичний тип не визначений.

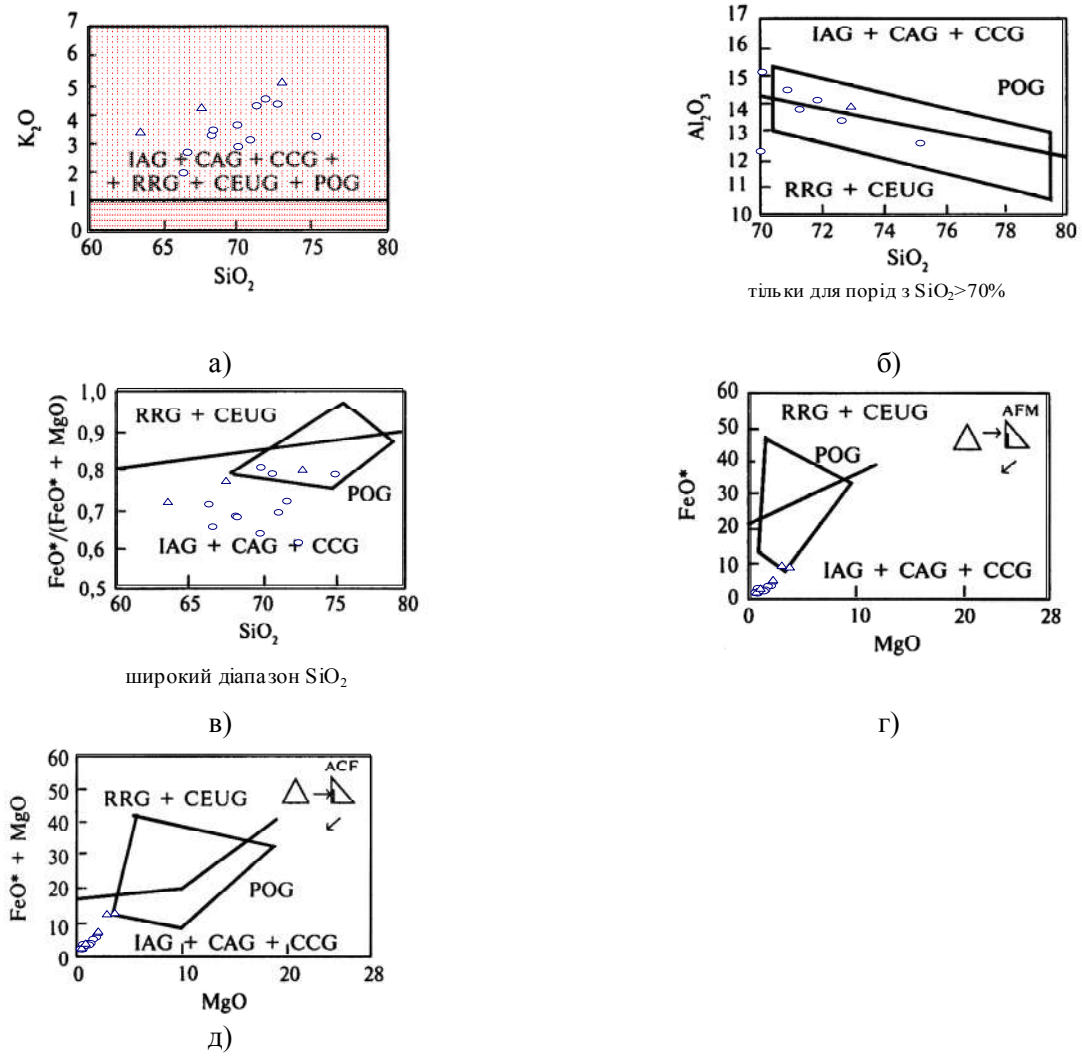


Рис. 7.7. Дискримінаційні діаграми (а-д) розділення гранітоїдів, за [94]:
Орогенні гранітоїди: IAG - острівних дуг, CAG - континентальних дуг, CCG - континентальної колізії, POG - посторогенні. Анорогенні гранітоїди: RRG - рифтогенні, CEUG - континентальних епіорогенних піднять, OP - океанічні плагіограніти.
$FeO^*=0,8Fe_2O_3+FeO$, Δ - осницькі гранітоїди, o - брненські гранітоїди.

Таким чином, за класифікацією SIAM, досліджені нами гранітоїди в своїй основній масі відносяться до утворень I-типу.

Числовий метод розділення гранітоїдів С. Агравала. Для розділення гранітоїдів на окремі тектонічні групи (пізньоорогенні, посторогенні та анорогенні) застосовується числовий метод на основі мультиваріативного дискримінаційного аналізу даних вмісту головних оксидів [69]. Метод розділення покроковий, використовуються такі змінні: критерій віднесення $R=\frac{D_i+C_i}{M_i+C_i}$, де D_i - дискримінтна множина, M_i - середнє множини групи, C_i - дискретне значення для відповідних груп: M_1=-0,4898, M_2=-1,2974, M_3=-1,1354, C_1=0,2915, C_2=-0,2317, C_3=-0,5160.

Крок 1 - розділення орогенних та анорогенних гранітоїдів за допомогою дискримінатора вибірки, середнього вибірки M_1, дискретного значення породи C_1 та критерію R:

$D_1=(0,929241\cdot Fe_2O_3-2,570311\cdot MgO+1,243346\cdot Na_2O+1,266569\cdot K_2O-11,75422)$

Якщо R>0, то порода відноситься до орогенного типу, якщо R<0 – до анорогенного типу.

Крок 2 - розділення групи орогенних порід на пізньорогенні (LO) та посторогенні (PO).

D_2=(-0,889609·Al_2O_3+0,777671·Fe_2O_3+2,03159·Na_2O+1.787924·K_2O-5,102003).

Якщо R>0, то порода відноситься до пізньорогенного типу (LO), якщо R<0 - до посторогенного типу (PO).

Крок 3 - розділення групи анорогенних порід на анортозит/рапаківі (AR) та лужні граніти кільцевих комплексів (RC).

D_3=(-2,820296·MgO+1.980987·Na_2O -6,561133).

Якщо R>0, то порода відноситься до групи анортозит/рапаківі (AR), якщо R<0 - до групи лужних гранітів кільцевих комплексів (RC).

Результати дискримінації тектонічних груп С. Агравала представлені на рис. 7.8, згідно з якими всі досліджені гранітоїди відносяться до пізньоорогенних утворень.

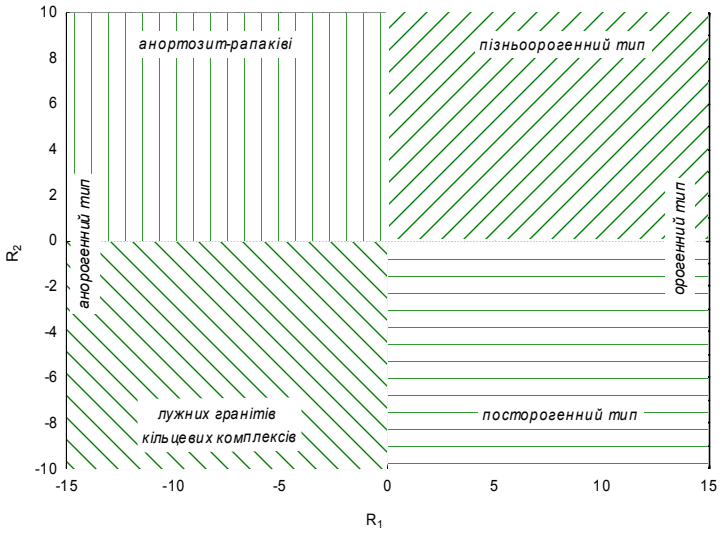


Рис. 7.8. Гранітоїди Брненського масиву і осницького комплексу УЩ в полях синтектонічних груп С. Агравала [69]:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

7.2. Геодинамічні класифікації гранітоїдів на основі геолого-геофізичних даних

Ще у вісімдесяті роки минулого сторіччя Г. Фукс [84] припустив значну субдукцію Моравікума у напрямку на захід під Молданубікум в зоні Молданубицького скиду. Й. Штельцл та ін. [63, 64] визначив час прояву субдукційних процесів як асинтський. Прямим підтвердженням реальності субдукції є зростання потужності земної кори в західному напрямку: від 35 км у блоці Моравікум до 39 км у Молданубікум [73]. Характерно, що в протилежному напрямку, за даними цих дослідників, зростає уявна потужність базальтового шару, що зумовлено переміщенням (видавлюванням) мас базальтового типу у верхні частини кори орогену як реакція на субдукційні процеси.

Б. Баранек [2], за геофізичними даними, відмітив наявність ознак обдукційного режиму контакту Молданубікумської зони із Моравським блоком.

За даними Ф. Фінгера та ін. [97, 98], гранітоїди Східної зони (як частини терейна Славков) сформувалися в обстановці острівних дуг, Західної гранітоїдної зони і Дійського терейна – активної континентальної окраїни Гондвани. Варто зауважити, що ці дослідники вважають Брненський і Дійський плутони (за їхньою термінологією) постколізійними утвореннями. Приблизно 600 млн років тому, на їхню думку, ці терейни зблизилися внаслідок колізії дуги і континенту. Зона метабазитів (з віком 725 млн років проти 600–580 млн років для гранітоїдів), що розділяє ці терейни, являє собою релікт острівно-дугової системи, або задугового басейну.

К. І. Свєшніков [51] розглядає осницький комплекс УЩ у складі Воронезько-Волинського (колізійного за способом формування) суперпоясу і зіставляє йогоз фанерозойськими вулкано-плутонічними поясами андійського типу.

7.3. Реконструкція палеоумов на основі аналізу петрофізичних ознак

Можливість використання петрофізичних даних для реконструкції обстановок утворення кристалічних порід неодноразово розглядалася в літературі [10, 15–17, 21–24, 26, 46, 57 та інші]. Більшість таких публікацій базується на концепції надбання і збереження породою фізичних характеристик, які відповідають певним термодинамічним та хімічним умовам її формування.

З метою петрогенетичних реконструкцій гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ використана аналітична інформація про їхні фізичні властивості (табл. 7.2), яка була вихідною для отримання розрахункових показників (табл. 7.3)

Таблиця 7.2. Петрофізичні характеристики гранітоїдів Брненського масиву і осницького комплексу УЩ

№	Петротип	$П_з$	*Vp*	*Vs*	*Vp/Vs*	*Vp/ρ*	*Vp·ρ*	*Vs/ρ*	*Vs·ρ*
Брненський масив									
1	Гранодіорит Доубравице	3,7	5,39	3,14	1,82	2,00	14,50	1,17	8,45
2	Гранодіорит Бланско	2,5	5,37	3,22	1,78	2,01	14,34	1,21	8,60
3	Гранодіорит Кралове Поле	1,5	5,59	3,28	1,8	2,13	14,65	1,25	8,59
4	Гранодіорит Веверска Бітішка	4	4,78	2,89	1,82	1,83	12,48	1,11	7,54
5	Граніт Коунице	4	4,81	2,89	1,79	1,84	12,55	1,11	7,54
6	Граніт Тетчице	2,4	5,36	3,22	1,66	2,05	14,04	1,23	8,44
7	Граніт Глина	2,7	-	-	-	-	-	-	-
8	Гранодіорит Рена	2,6	4,78	2,98	1,69	1,83	12,48	1,14	7,78
9	Гранодіорит Крумловський Ліс	2,7	5,24	3,09	1,74	2,00	13,73	1,18	8,10
10	Гранодіорит Ведровице	3,4	-	-	-	-	-	-	-
11	Гранодіоріт Ольбрамовице	1,6	-	-	-	-	-	-	-
осницький комплекс									
12	Граніт осницький	2,84	5,58	3,35	1,67	2,11	14,73	1,27	8,84
13	Гранодіорит осницький	1,9	5,7	3,3	1,73	2,15	15,11	1,25	8,75
14	Гранодіорит ясногорський	1,3	5,78	3,58	1,61	2,11	15,81	1,31	9,79
15	Кв. монцодіорит вировський	2,2	5,95	3,38	1,76	2,18	16,24	1,24	9,23
16	Діорит рокитнянський	1,9	6,13	3,54	1,73	2,15	17,47	1,24	10,09
17	Діорит вировський	2,9	5,96	3,33	1,79	2,09	17,02	1,17	9,51

Кількісні показники, які використовуються для цих цілей, зазвичай отримують розрахунковим шляхом через петрохімічний перерахунок складу. Так, абсолютна структурна рихлість (ϖ) та відносна структурна рихлість (ω) [15-17] визначаються за формулами:

$$\varpi = \frac{1}{\Omega} = \frac{nZ}{V}, \tag{7.1}$$

де n – число структурних одиниць в формулі мінералу, Ω - об'єм, що припадає на кожну структурну одиницю мінералу, Z і V - кратність і об'єм ґратки.

Відносна структурна рихлість:

$$\omega_i = \frac{M_i}{\sigma_i N_i}, \text{ (відн. од.)} \tag{7.2}$$

де ω_i, σ_i – дольовий вміст, структурна рихлість і об'ємна густина i-го мінералу породи, а M_i та N_i – молекулярна маса і загальна кількість атомів (за винятком водню) в формулі i-го мінералу породи.

Кристалохімічну щільність η визначають як кількість атомів кисню, що припадає на елементарний кристалохімічний об'єм [17], зазвичай в 10^{28} м$^{-3}$:

$$\eta = \sum C_i \eta_i, \tag{7.3}$$

$$\eta_i = A\frac{\sigma_i O_i}{M_i}, \tag{7.4}$$

де C_i, η_i, σ_i - дольовий вміст, кристалохімічна щільність і об'ємна густина i-го мінералу породи, а M_i і O_i - молекулярна маса і кількість атомів кисню його в формулі.

Збільшення ω в процесі мінералоутворення відповідає режиму розтягу (зняття напруги), а зменшення ω - режиму стиску (збільшення напруги або навантаження) [26]. Параметр η_i має зворотній тренд.

В якості загальної оцінки структурного ущільнення/розущільнення доцільним є використання відношення $\frac{\rho_в}{\rho_0}$, де ρ_P - густина розрахована за мінеральним складом, ρ_o - виміряна густина. Показник ρ_P породи розраховується за густинами мінералів, що складають цю породу, з врахуванням загальної пористості. Зрозуміло, що при $\frac{\rho_в}{\rho_0}>1$ маємо справу з загальним розущільненням, а при $\frac{\rho_в}{\rho_0}<1$ - з ущільненням.

Умови інтегрального структурного ущільнення/розущільнення геологічного середовища можна визначити з особливостей процесів його деформування. Ю. О. Кузьмін [33] розрізняє 2 варіанти: «м'який» та «жорсткий». При «м'якому» навантаженні деформаційні процеси розвиваються в обстановці фіксованих, квазістатичних напруг, наближених до гідростатичних умов; при «жорсткому» навантаженні фіксуються власне зміщення часток гірських порід.

Ця феноменологічна модель використовує як критерій питому об'ємну потенційну енергію деформування, яка описується через параметри жорсткості (наприклад, хвильовий опір), напруг та деформацій і корисна тим, що дає змогу виокремити певні групи петрофізичних ознак, інформативних для розрізнення режиму структурного ущільнення/розущільнення – одного, пов'язаного з коливанням рівня глибинності (жорстко корельованого з літостатичним навантаженням або тиском), іншого – з накладеними тектонічними режимами.

Зміна енергії деформування у випадку «м'якого» навантаження (при напругах σ=const відповідно $\dot{\sigma}=0$) $\delta e=-\frac{\sigma^2}{2E}\alpha$; у випадку «жорсткого» навантаження (при деформаціях ε=const, δε=0) - $\delta e=\frac{1}{2}E\varepsilon^2\alpha$. Тут $\alpha=\frac{\delta E}{E}$ - відносна зміна жорсткості середовища.

З наведених рівнянь випливає, що при $\alpha<0$ енергія накопичується ($\delta\varepsilon>0$) за «м'якої» схеми навантаження, а у випадку $\alpha>0$ енергія накопичується ($\delta\varepsilon>0$) за «жорсткої» схеми навантаження [33].

Для режимів, пов'язаних із α<0, будемо використовувати інтегральний термін «розущільнення», що включає як розтяг кристалічних граток на мікрорівні, так і, наприклад, збільшений ступінь тріщинуватості масиву на макрорівні. Для режимів із α>0 вживатимемо термін «ущільнення», під яким розуміються як ефекти структурного кристалічного стиску, так і набуття породами більшої жорсткості та міцності різного генезису.

Відмінності в температурі Дебая гірських порід обумовлені тонкими особливостями їхньої структури (різний ступінь розкристалізації, величини мінеральних зерен, міцність зв'язку між ними), і цей показник можна використовувати для петрогенетичних побудов. Температура Дебая слідує за збільшенням щільності зв'язків між елементами їх кристалічної гратки, то очевидно, що при деформаційних перетвореннях температура Дебая зменшується внаслідок збільшення щільності дислокацій (мікротріщинуватість), зростання блоковості внутрішньої будови кристалів тощо.

Відповідно температура Дебая θ буде визначена наступним чином:

$$\Theta=\frac{\hbar}{k}\left(\frac{9N_A\rho}{4\pi\,\overline{M}}\right)^{1/3}V_{cp}, \tag{7.6}$$

де $\hbar$ - постійна Планка, κ - стала Больцмана, N_A – число Авогадро, $\overline{M}$ - середня атомна маса (молекулярна вага поділена на кількість атомів у молекулі).

За припущення, що $V_{S1}=V_{S2}$ для силікатних порід:

$$\Theta=90{,}2\rho^{\frac{1}{3}}\left(\frac{1}{V_p^3}+\frac{1}{V_S^3}\right)^{-\frac{1}{3}}, \tag{7.7}$$

Оцінка фацій глибинності і ерозійного зрізу (ЕЗ) за коефіцієнтом петрохімічної полярності (к.п.п.), який відображає співвідношення в гірських породах елементів з протилежною поведінкою

в процесі диференціації: $к.п.п. = \frac{s+a}{b+c}$, де *s*, *a*, *b*, *c* – петрохімічні індекси О. М. Заварицького [20]. Збільшення величини к.п.п. фіксує зростання глибини ЕЗ [11].

Фацію глибинності можна з високою часткою вірогідності визначити за допомогою мультиплікативного відношення геохімічних коефіцієнтів: $\frac{R}{F+T}$. де *R* - середньозважений вміст групи рідкісних і рідкісноземельних елементів; *F* - відповідно сидерофільних і *T* - розсіяних елементів.

Індекс окисненості Р. Деві $f = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$ можна розглядати як показник глибинності [18]. Нами він також використовується для оцінювання парціального тиску кисню f_{O2}.

Напружено-деформований стан. Відсутність інформації про реологію середовища на окремих етапах палеодеформацій вимагає комплексування аналізу напружено-деформованого стану середовища з даними із суміжних дисциплін: петрографії (з'ясування текстурних особливостей порід по латералі); мінералогії (визначення мінералів-індикаторів деформацій (кварц, польові шпати, кальцит)) та петрофізики (визначення фізико-механічних параметрів порід (густина, пористість, пружність, міцність, пластичність)). З іншого боку, отримані результати реконструкцій не містять даних щодо флюїдного тиску, що не дозволяє встановити абсолютні значення палео- і сучасних напруг на різних ділянках і рівнях земної кори. Тому петрофізична реконструктивна модель має напівкількісний характер (оцінки компресії, тиску) і якісну характеристику щодо рівнів глибинності, фугітивності та напружено-деформованого стану.

Рівняння, що характеризують напружено-деформований стан порід, є напівемпіричними викладками, оскільки базуються на експериментальних даних з визначення варіацій пружних швидкостей, тиску та густини.

Оцінка величини компресії. Використовується зв'язок між напругою ε і об'ємом υ або густиною ρ [70]:

$$\frac{\upsilon_0}{\upsilon} = \frac{\rho_p}{\rho} = (1-2\varepsilon)^{\frac{3}{2}} = (1+2f)^{\frac{3}{2}} \tag{7.8}$$

де $f_c = -2\varepsilon$ - співвідноситься із стиском (компресією).

Оцінка ефекту складу порід на пружні властивості за допомогою аналізу варіацій пружних швидкостей. Аналіз параметрів питомого хвильового опору *Z,* акустичних жорсткостей $V_p \cdot \rho$, $V_s \cdot \rho$ та показників V_p/ρ, V_s/ρ величин використовується з метою поглибленого дешифрування характеру напружено-деформаційного стану і ґрунтується на таких положеннях.

У випадку сталості (малої варіації) середньої атомної маси у гірських породах зміна швидкості пружних хвиль буде залежати лише від зміни густини. А оскільки густина гірської породи пропорційна зміні її об'єму υ (який чутливо реагує на зміну тиску), то «очищений» від впливу атомної маси мінералів приріст швидкості, таким чином, залежатиме від добре корельованих параметрів густини і тиску. Для спрощення розрахунків і позбавлення необхідності враховувати теплове розширення мінералів робиться припущення про адіабатичні умови. Тоді така міра приросту тиску від приросту густини оцінюється сейсмічним параметром *Ф*:

$$\Phi = \left(\frac{\partial P}{\partial \rho}\right)_S = \frac{K_S}{\sigma} = V_P^2 - \left(\frac{4}{3}\right)V_S^2 \tag{7.9}$$

Параметр *Ф* адитивний, тому його величину в породах силікатного і оксидного складу зазвичай апроксимують за середніми молярними значеннями *Ф* їх складових [70] і використовують для опису зміни тиску при адіабатичних змінах густини в породах різного складу.

Параметр *Ф,* отриманий за результатами ультразвукового прозвучування зразків гірських порід, позначимо $\Phi_в$, а Φ_0 - початковий сейсмічний параметр, який виражається через розрахунок середньої атомної ваги $\overline{M}$ і може виступати як задовільна міра впливу речовинного складу на пружні властивості для умов низького тиску:

$$\Phi_0 = const\left(\frac{\rho_0}{\overline{M}}\right)^{\frac{4}{3}}, \tag{7.10}$$

де $\overline{M}$ - середня молярна маса: нами підібране значення *const = 309*.

Маючи розраховане (Φ_0) і виміряне ($\Phi_в$) значення сейсмічного параметру, можна скласти відношення $\Phi_в/\Phi_o$, яке показуватиме переважаючий вплив або напружено-деформованого стану або складу породи на її пружні характеристики. Доцільним також є використання показника $\Phi_в/\Phi_o$

як функції тиску або глибинності, де чутливими індикаторами можуть виступати пружні параметри та Z. Параметри Z і ρ із зростанням глибинності збільшуються, але темп збільшення Z є відносно вищим, тому збільшення глибинності реалізується в області відносно понижених жорсткістних параметрів середовища.

Оскільки роль густини є більш важливою для оцінювання рівня структурного ущільнення/розущільнення ніж роль кристалохімічної упаковки, то випливає висновок про необхідність чіткого дотримання правил оцінювання ефекту складу породи лише в межах близького петрографічного складу.

Оцінювання типу деформацій. Співвідношення між пластичним та крихким типом деформації залежить від ступеня однорідності об'єкту досліджень, його фізико-механічних властивостей, швидкості деформації і особливостей напруженого стану та різних сценаріїв їх реалізації (наприклад, крихке порушення через катаклаз, тріщини відриву та сколювання). Для вираження відносної пластичності не існує універсальних числових характеристик, але можуть використовуватися такі терміни:

«дуже крихка» – деформація до розриву або тріщиноутворення менше 1 %;

«крихка» – деформація до розриву або тріщиноутворення в межах 1–5 %;

«помірно крихка» – деформація до розриву або тріщиноутворення в межах 2–8 %;

«помірно пластична» – деформація до розриву або тріщиноутворення в межах 5–10 %;

«пластична» – деформація до розриву або тріщиноутворення більше 10 %.

Зміна відношення V_p/V_s є відображенням пружної неоднорідності мінералів внаслідок прояву залишкових деформацій стиску і розтягу [21-24]. Швидкості розповсюдження пружних хвиль сягають максимальної величини в недеформованих відмінах і зменшуються при деформаціях будь-якого типу (при крихких – найбільш різко). Використовуючи довідкові дані про фізичні властивості гірських порід при змінних термодинамічних параметрах [52], можна визначити критеріальну межу типу деформацій. Поєднання крайньої межі ізотропних умов варіації μ і найнижчої стисливості виводять на значення μ в 0,235, що графічно відповідає величині V_P/V_S=1,67 (рис. 7.9).

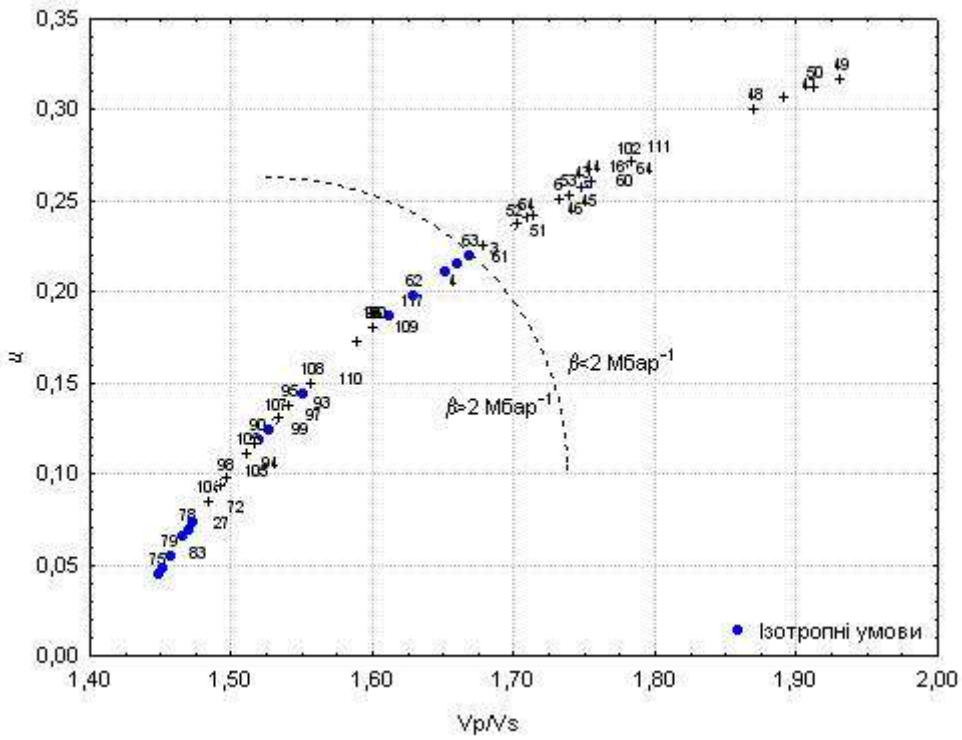


Рис. 7.9. Співвідношення коефіцієнту Пуассона μ та V_p/V_s в породах гранітоїдного складу (у тому числі і ізотропних зразків), за [52]:

Позначення порід [52]: граніти: 3, 4, 6 - Куїнсі, Масачусетс; 16, 27 - Вестрелі, Род-Айленд; 69, 72 - Куїнсі, Масачусетс №1; 75, 78 - граніт Куїнсі, Масачусетс №2; 83 - Куїнсі, Масачусетс №7; 90 - Куїнсі, Масачусетс №3; 93 - Куїнсі, Масачусетс №4; 94 – 96 Куїнсі, Масачусетс №5; 97 – Куїнсі, Масачусет; 98-99 Рокпорт, Масачусет марка Н; 99, 100 Рокпорт, Масачусет марка Н; 102, 104-110 Рокпорт, Масачусет Марка Е; 111 - Вестрелі, Род-Айленд; граніт біотит-мусковітовий: 64 - Станстед, Квебек; граніт біотитовий: 43 – 46

Вудбері, Вермонт; 60 – граніт біотитовий Бавено, Італія; 61 - Пітерхед, Шотландія; 62 - Лілілейк, Небраска; граніт рожевий: 47-50 Ляно, Техас; граніт сірий: 51-54 Ляно, Техас; гранодіорит: 117 - Вестон, Массачусетс; кварцовий монцодіорит: 63 - Вестерлі, Род-Айленд.

Таблиця 7.3. Розрахункові показники для петрогенетичних реконструкцій

№	Петротип	$\Phi_в$	Φ_0	$\frac{\Phi_в}{\Phi_0}$	f_c	f_{O2}	Θ	$\rho_p/\rho_в$	ω	η
		км^2/с^2		*б.р.*	*б.р.*	*б.р.*	К	*б.р.*	у.о.	ат.О×10^{28} м$^{-3}$
Брненський масив										
1	Гранодіорит Доубравице	15,91	18,64	0,85	-0,00075	0,634	371	0,998	7,874	4,95
2	Гранодіорит Бланско	15,01	18,64	0,81	0,003366	0,479	378	1,010	7,880	4,95
3	Гранодіорит Кралове Поле	16,90	19,28	0,88	0,007324	0,534	384	1,022	7,878	4,87
4	Гранодіорит Веверска Бітішка	11,71	19,45	0,60	0,005119	0,422	336	1,015	7,765	4,85
5	Граніт Коунице	12,00	19,09	0,63	0,003607	0,367	336	1,011	7,664	4,81
6	Граніт Тетчице	14,91	19,68	0,76	0,005195	0,500	375	1,016	7,821	4,89
7	Граніт Глина		19,20		0,005218	0,692		1,016	7,648	4,78
8	Гранодіорит Рена	11,01	19,15	0,57	0,008765	0,321	344	1,026	7,892	4,83
9	Гранодіорит Крумловський Ліс	14,73	19,82	0,74	0,003944	0,528	361	1,012	7,777	4,87
10	Гранодіорит Ведровице		19,58			0,405		1,013	7,779	4,86
11	Гранодіорит Ольбрамовице		19,55			0,304		1,002	7,797	4,88
осницький комплекс										
12	Граніт осницький	16,17	19,42	0,83	-0,00156	0,491	391	0,995	7,616	4,73
13	Гранодіорит осницький	17,97	19,64	0,92	-0,00097	0,439	388	0,997	7,691	4,74
14	Гранодіорит ясногорський	16,32	19,68	0,83	-0,005	0,456	421	0,985	7,948	4,77
15	Кв. монцодіорит вировський	20,17	19,48	1,04	-0,00607	0,403	403	0,982	7,882	4,77
16	Діорит рокитнянський	20,87	20,29	1,03	-0,01101	0,368	427	0,967	8,056	4,86
17	Діорит вировський	20,74	19,93	1,04	-0,01693	0,444	404	0,950	8,001	4,72

Напруженно-деформований палеостан брненських та осницьких гранітоїдів. За узгодженими структурно-геологічними даними і результатами генетичних петрофізичних класифікацій формування гранітоїдів БМ відбувалося в умовах стиску [59] з численними ознаками вторинного розущільнення. Накладене розущільнення виникло внаслідок крихкого деформування геологічного середовища, головним чином, в окраїнних частинах масиву (на південному і північному флангах) і проявилося у вигляді високого ступеня роздробленості, хвилястого згасання зерен кварцу (гранодіорит Доубравице), розвитку катакластичних структур (гранодіорит Бланско), викривленні зерен біотиту і амфіболу, численних слідах дроблення (граніт Коунице).

Подібні палеоумови були типовими і для прикінцевих диференціатів осницького комплексу (гранодіорит ясногорський, граніт осницький) з переважанням стресових напруг [59].

Детальна розшифровка напружено-деформованого палеостану порід за комплексом розрахункових і петрофізичних ознак показує наявність 3-х груп порід, що мають істотні відмінності як за середніми значеннями параметрів, так і за діапазонами їх зміни.

Група I представлена петротипами гранітоїдів осницького комплексу (фігуративні точки (ф.т.) 12-17 на рис. 7.9 – 7.14) та гранодіоритом Доубравице (ф.т. 1) північного блоку БМ; групу II представляють гранодіорити Бланско, Кралове Поле, граніт Тетчице, гранодіорит Крумловський Ліс (ф.т. 2, 3, 6, 9); групу III – гранодіорит Веверська Бітішка, граніт Коунице та гранодіорит Рена (ф.т. 4, 5, 8).

Фігуративні точки III групи досить помітно дискримінуються від утворень I та II груп в координатах «Vp/ρ – Vs/ρ» (рис. 7.9). Ущільненим породам групи I властиві великі варіації загальної пористості та ρ_p/ρ_0<1 з переважанням компресійних напруг (фігуративні точки групи I розташовані нижче лінії Vp/Vs=1,67), окрім граніту осницького і гранодіориту ясногорського, в яких проявлена зсувна компонента (відповідно фігуративні точки розташовані вище лінії Vp/Vs=1,67). За абсолютними значеннями Vp/ρ та Vs/ρ фігуративні точки порід групи I займають крайне праве положення, лише гранодіорит Доубравице (ф.т. 1) займає проміжне місце між групами II і III (рис. 7.9). Натомість крайне ліве положення в області низьких значень Vp/ρ та Vs/ρ мають породи групи III, формування яких можна пов’язувати з палеорежимом з проявом однобічної розтягуючої компоненти (найсильніше проявлена в гранодіориті Рена).

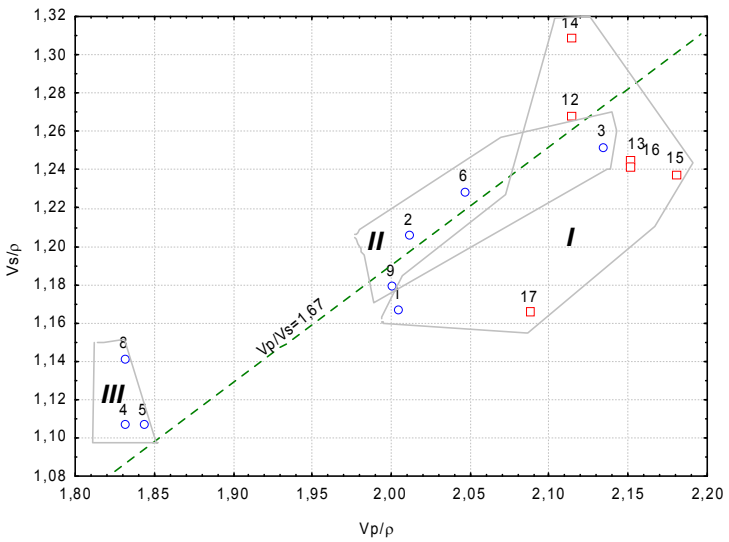


Рис. 7.9. Співвідношення параметрів V_p/ρ - V_s/ρ гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1,
сині кола – брненські гранітоїди, червоні квадрати – осницькі гранітоїди.

Ще краще дискримінація груп гранітоїдів проявлена в координатах акустичних жорсткостей $V_p \cdot \rho$ - $V_s \cdot \rho$ (рис. 7.10). Причому субпаралельність тренду виявляється не тільки для трьох груп порід, але й при регіональному розділенні гранітоїдів, що може свідчити про подібність їхніх геодинамічних трендів в Брненському масиві та Осницькому блоці УЩ. Але в брненських гранітоїдах цей тренд реалізувався в режимі «жорсткого» навантаження ($V_p \cdot \rho$ мають нижчі величини), а в осницьких переважав дещо змінний, але «м'який» тип навантаження ($V_p \cdot \rho$ мають вищі величини).

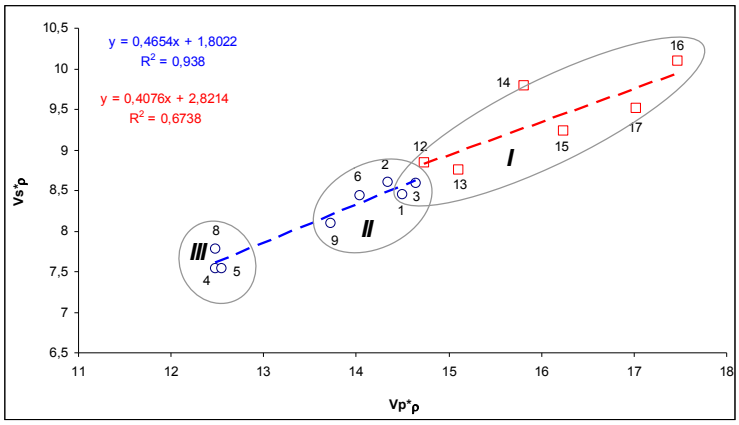


Рис. 7.10. Співвідношення параметрів $V_p \cdot \rho$ - $V_s \cdot \rho$ гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1;
сині кола – брненські гранітоїди, червоні квадрати – осницькі гранітоїди.

Згідно з експериментальними даними (аналіз численних зіставлень вимірювань пористості з петрологічними даними) про розподіл $П_З$ в гранітоїдах Українського щита [46, 57], Західних Карпат і Чеського масиву своєрідною "рубіжною" величиною загальної пористості є $П_З$=2,5%. При значеннях $П_З$>2,5% геодинамічний режим відповідає розтягу, а при $П_З$<2,5% - стиску. Такі ж самі критеріальні величини пористості отримані в роботі [34], в якій зазначається, що різка границя фіксується на величині пористості 2,5 %, що відповідає переходу від верхніх рівнів мезоабісальної фації до гіпабісальної. Зменшуючись при збільшенні глибинності, величина пористості сягає 1,0 % на границі мезоабісальної фації з абісальною. Подальше збільшення глибинності (абісальні, ультраабісальні фації) обумовлює зменшення варіації величин пористості.

Породам групи I властиві великі варіації загальної пористості в усьому діапазоні ρ_p/ρ_0, а для структурно розущільнених утворень груп I та II низька пористість притаманна лише гранодіоритам Ольбрамовице та Кралове Поле (рис. 7.11).

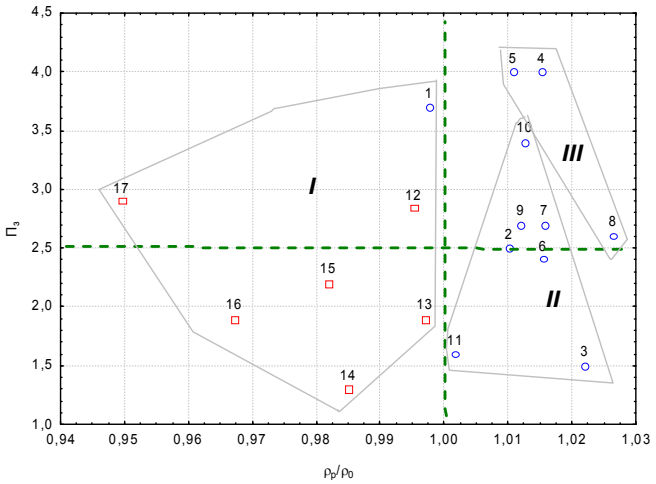


Рис. 7.11. Співвідношення параметрів ρ_p/ρ_0 - $П_з$ гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1;
сині кола – брненські гранітоїди, червоні квадрати – осницькі гранітоїди.

Дуже схожа диференціація груп порід на схемі ρ_p/ρ_0 - $П_з$ (рис. 7.11) спостерігається і на діаграмі ρ_p/ρ_0–G (рис. 7.12), де вони чіткіше відокремлені одна від одної, а їх метацентри рознесені на найбільші відстані.

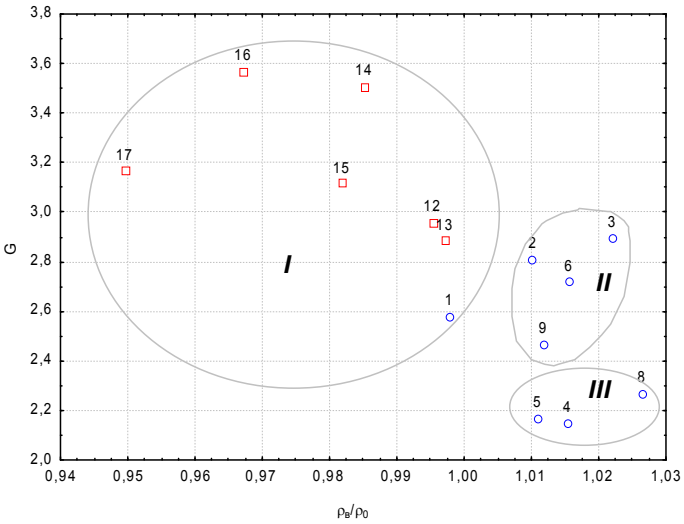


Рис. 7.12. Співвідношення параметрів G-ρ_p/ρ_0 гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1;
сині кола – брненські гранітоїди, червоні квадрати – осницькі гранітоїди.

«М'який» (наближений до гідростатичного) тип навантаження осницьких гранітоїдів обумовив їхнє переважно структурне ущільнення, тоді як для брненських типовим є структурне розущільнення (за винятком гранодіориту Доубравице) (рис. 7.13).

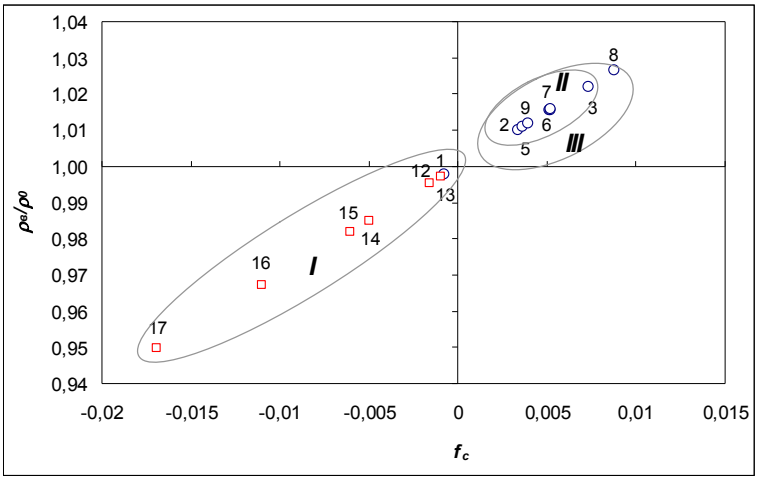


Рис. 7.13 Співвідношення рівня компресії f_c та показника ρ_p/ρ_0 гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ:

назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1;
сині кола – брненські гранітоїди, червоні квадрати – осницькі гранітоїди.

Конкретну інформацію про абсолютні рівні структурного ущільнення/розущільнення досліджуваних гранітоїдів можна дістати з оцінки порівняння розрахованого і виміряного сейсмічного параметра Ф (рис. 7.14) шляхом порівняння з відомими значеннями мінерально-петрохімічних жорсткісних структур. Його цінність в тому, що в цьому випадку аналізується реакція пружних хвиль на зміну тиску, який позбавлений впливу атомної маси мінералів (тобто густини). Згідно з таким припущенням, осницькі гранітоїди перебувають в полі більш збалансованих наближених до гідростатичного типу напруг і за своєю хвильовою жорсткістю відповідають кварц-альбітовим мінеральним системам. В той же час, фігуративні точки брненських гранітоїдів відхиляються в бік «розрихлених» жорсткісних структур транскварцового поля.

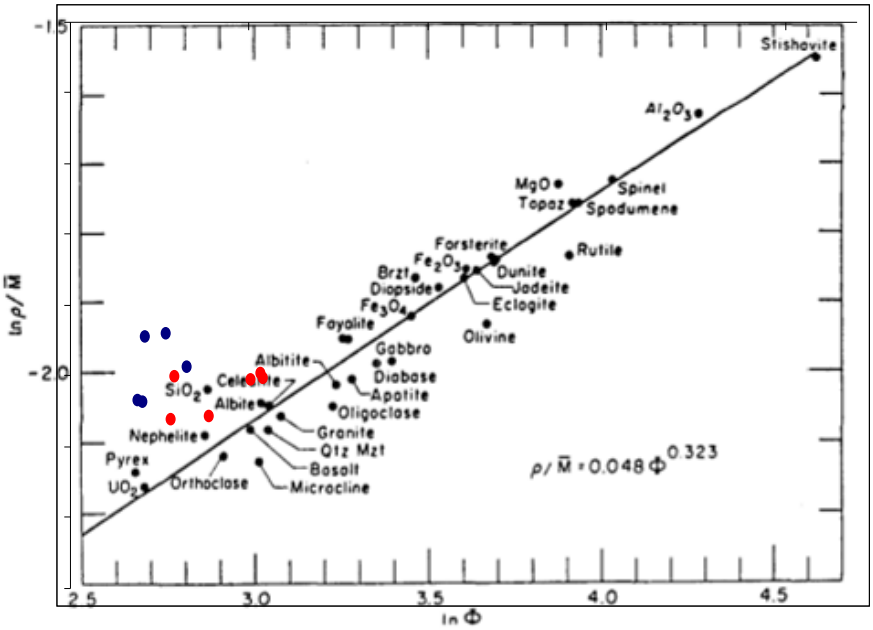


Рис. 7.14. Співвідношення параметрів $\frac{\ln \rho}{\overline{M}}$ - lnΦ гранітоїдів БМ (сині точки) і осницького комплексу УЩ (червоні точки) на номограмі, за [70]

Хоча реконструйовані показники хвильової жорсткості чітко корелюють із відтворюваними рівнями структурного ущільнення/розущільнення, попередньо можна стверджувати про переважне розущільнення брненських гранітоїдів і ущільнення осницьких гранітоїдів. Всі їхні

фігуративні точки знаходяться вище лінії поля граніту, ортоклазу, мікрокліну і кварцових монцонітів, тобто є більш структурно-рихлими за відповідні рівні гранітних кристалохімічних систем.

Підводячи підсумки комплексного аналізу петрофізичних показників щодо реконструкції напружено-деформованого палеостану брненських і осницьких гранітоїдів зауважимо наступне.

Висока диференційованість порід першої групи за пористістю і величинами Vp/ρ, Vs/ρ, $\rho_p/\rho_0<1$ при одночасній невисокій варіативності показників кристалохімічної упаковки і структурної рихлості дозволяють вважати, що умови стиску були неоднорідними за інтенсивних напруг. Пластичні деформації розвинені в найбільш ущільнених різновидах порід. Гранодіорит Кралове Поле за особливостями палеоумов формування близький до гранітоїдів осницького комплексу, але, вочевидь, сформований на більш глибинних рівнях за квазівсебічних стискуючих напруг помірної інтенсивності.

Утворення групи II формувалися в умовах квазівсебічного розтягу переважно середньої інтенсивності з різнотипними деформаціями. Розущільнення порід відбувалося внаслідок послідовної зміни інтенсивності напруг розтягу, що проявляється у лінеаризації фігуративних точок 9-2-6-3 (рис. 7.12), що, на нашу думку, пов'язано зі зміною літостатичного тиску.

Породи групи III досить чітко демонструють зміну окремих епізодів в загальній еволюції напружено-деформованого стану гранітоїдів центрального блоку БМ (ф.т. 4, 5, 8), що полягає у зміні низькоінтенсивних квазівсебічних розтягуючих напруг на переважно однобічні напруги в одному тренді зміни глибинності за незмінності типу деформації (крихкого типу).

Глибинність брненських та осницьких гранітоїдів. Перша група відноситься до ущільнених утворень, сформованих переважно в близькофаціальних мезоабісальних глибинних умовах. Гранодіорит Доубравице близький за своєю палеохарактеристикою до граніту осницького, але утворений на вищих рівнях глибинності за квазівсебічних стискуючих напруг помірної інтенсивності. Друга група порід сформована на різних рівнях мезоабісальної фації: на більш високих – гранодіорити Бланско і Кралово Поле, на менш високих – граніт Тетчице і гранодіорит Крумловський Ліс. Петротипи третьої групи утворюють послідовний ряд відповідно до змін напружено-деформованого стану: граніт Коунице – гранодіорит Веверська Бітішка – гранодіорит Рена, що супроводжується зменшенням їхньої глибинності в межах мезоабісальної фації (рис. 7.15).

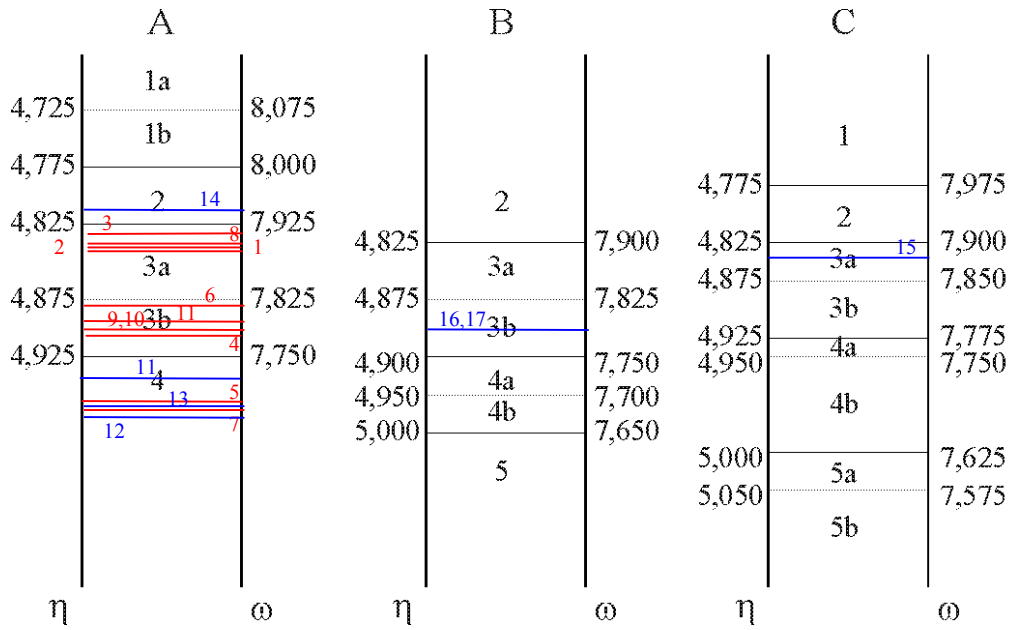


Рис. 7.15. Реконструйовані рівні глибинності гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ за кристалохімічною щільністю (η) та структурною рихлістю (ω):

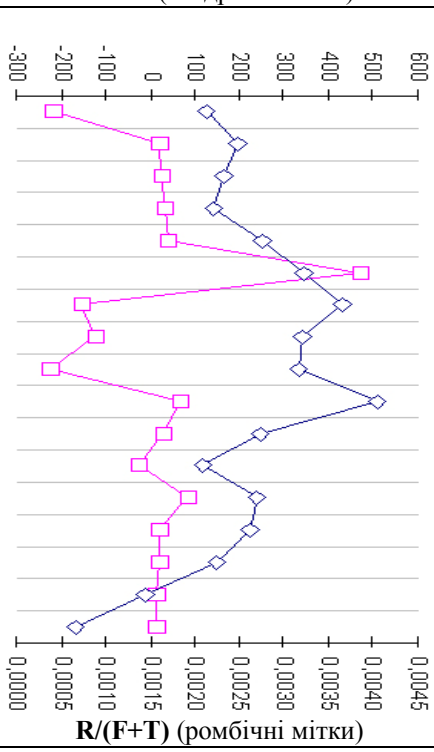
умовні позначення до діаграми див. на рис. 1.2. Назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1 . Червоні риски – гранітоїди Брненського масиву, сині риски – гранітоїди осницького комплексу УЩ.

Обидва параметра: і відносна глибинність, і ерозійний зріз (ЕЗ) (відстежений за параметром к.п.п.) для гранітоїдів БМ тісно пов'язані між собою (хіба що за винятком гранітоїдів

Центрального блоку) і контролюються тектонічними структурами регіону. Розривні порушення південно-східного і субширотного напрямків поділяють БМ на три основні блоки – Північний, Центральний та Південний, які розрізняються, головним чином, рівнем ЕЗ, що чітко відбивається у величинах к.п.п. (табл. 7.4). Результати структурного аналізу і петрологічні дані показують, що гранітоїди БМ займають три структурних поверхи [74].

Таблиця 7.4. Розраховані рівні глибинності і фугітивності кисню для гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ (верхня шкала – параметр к.п.п.; нижня шкала – R/(F+T)

Петротип			**к.п.п.** (квадратні мітки)	f_{O_2}
Брненський масив	Гранодіорит Доубравице	ПвБ		Висока
	Гранодіорит Бланско	ПвБ		Низька
	Гранодіорит Кралове Поле	ЦБ		Висока
	Гранодіорит Веверська Бітішка	ЦБ		Низька
	Граніт Коунице	ЦБ		Низька
	Граніт Тетчице	ЦБ		Висока
	Граніт Глина	ЦБ		Висока
	Гранодіорит Рена	ПдБ		Низька
	Гранодіорит Крумловський Ліс	ПдБ		Висока
	Гранодіорит Ведровице	ПдБ		Низька
	Гранодіоріт Ольбрамовице	ПдБ		Низька
осницький комплекс	Граніт осницький			Низька
	Гранодіорит осницький			Низька
	Гранодіорит ясногорський			Низька
	Кв. монцодіорит вировський			Низька
	Діорит рокитнянський			Низька
	Діорит вировський			Низька
ПвБ – Північний блок ЦБ – Центральний блок ПдБ – Південний блок			**R/(F+T)** (ромбічні мітки)	



Для петротипів Північного блоку як петрологічні дані, так і геохімічні індекси свідчать про мезоабісальні рівні глибинності з невисокими значеннями к.п.п.

Центральний блок займає найбільш різнорідну гіпсометричну позицію в БМ. Його головною особливістю можна вважати процеси здіймання в середній частині (поля розвитку гранітів Тетчице і Коунице), яка обмежена субширотними розломами. Їхнє більш глибинне положення в межах нижньої і середньої частин мезоабісальної фації у порівнянні з суміжними з ними гранітоїдними утвореннями підкреслюється найвищою величиною ЕЗ серед усіх гранітоїдів БМ. З іншого боку, можна відзначити тенденцію до зростання ЕЗ з півночі на південь масиву, яка різко обривається на тектонічній границі Південного і Центрального блоків в полі поширення гранітів Глина. Останні з низькою величиною ЕЗ знаменують собою нижньомезоабісальні глибини формування.

Тектонічна границя між Південним і Центральним блоками, ймовірно, фіксує собою зону максимального здіймання земної кори, яка характеризується низьким ЕЗ. Для Південного блоку масиву, починаючи від ареалів розвитку гранодіоритів Рена до гранодіоритів Ольбрамовице, відзначається в південному напрямку збільшення глибини формування гранітоїдних інтрузій з незначним зростанням або навіть збереженням величини ЕЗ.

Серед гранітоїдів осницького комплексу УЩ найбільшою величиною ЕЗ характеризується гранодіорит осницький, а найменшою – граніт осницький. Інші утворення комплексу мають більш-менш витримані величини ЕЗ і рівні глибинності, окрім діоритів рокитнянського і вировського, які формувалися на найбільших рівнях мезоабісальної фації.

Окисні умови утворення брненських та осницьких гранітоїдів. Реконструйовані окисні режими ґрунтуються на отриманні просторово-часового розподілу параметра коефіцієнту окиснення f, який може виражатися як $f=Fe_2O_3/FeO$, або $f=Fe_2O_3/(Feo+Fe_2O_3)$ [18], що передає ступінь окиснення заліза за певних термодинамічних умов.

Коефіцієнт f має добре виражену пряму корельованість з парціальним вмістом кисню f_{O2}, та від'ємну – з глибинністю. Отримання аналітичної залежності між f та f_{O2} потребує верифікації даними експериментальної мінералогії та вивчення флюїдних включень, тому в нашому випадку параметр f_{O2} має якісну природу (табл. 7.4).

При великих величинах ЕЗ (за даними к.п.п.) величина f_{O2} може істотно зменшуватися, тому необхідно вносити поправки. Пониження величини f_{O2} для гранітоїдів БМ пов'язано з режимом здіймання та структурною приуроченістю до апікальних частин антиклінальних склепінь (рис. 7.16).

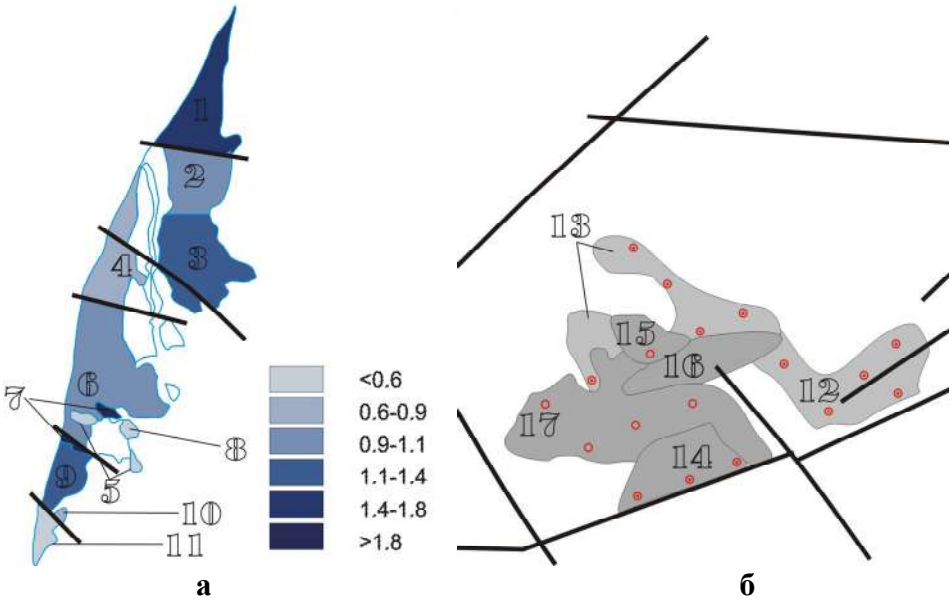


Рис. 7.16. Розподіл f_{02} в породах БМ (а) і осницького комплексу УЩ (б):
назви петротипів за їхніми номерами (1-17) див. у табл. 7.1.

Для продуктів ранніх фаз становлення осницького комплексу однієї фації глибинності (діорити рокитнянський і вировський) загалом є типовими відносно низькі значення f_{02}.

Реконструйовані характеристики палеоумов становлення гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ. Для переважної частини досліджених гранітоїдів БМ помітна диференціація за петрощільнісними і петромагнітними характеристиками. Причому причину широкого діапазону коливання густини не можна пояснити лише простою варіацією вмісту темнобарвних («важких») і світлобарвних («легких») мінералів. Причину цьому слід шукати у поширенні різнотипних крихких порушень, що проявилося у викривленні зерен біотиту та амфіболу, численних ознаках подрібнення в гранодіориті Бланско, ділянках подрібнення та деформації зерен в граніті Коунице, системах мікротріщинуватості у граніті Глина тощо. Все це вказує на ознаки структурного розущільнення внаслідок крихкого деформування порід. Гранітоїди БМ є переважно сингенетично немагнітними утвореннями. Виключення складають лише петротипи Коунице та Бланско. Немагнітність пов'язана, головним чином, з дефіцитом феромагнітних включень магнетиту, а магнітність «зосереджена» в структурах заміщення рудного мінералу, який міститься у темнобарвних мінералах.

Петрофізичний тренд сингенетичних і постмагматичних процесів проявляється через зниження густинних характеристик порід, узгоджене із зростанням пористості та зниженням пружних властивостей; через локальне зростання магнітності та/або набуття вторинної магнітності. Пористість більшості досліджених утворень є деформаційною, яка накладається на первинну (переважно міжзернову) за умов неоднорідних напруг.

Найзначущою геологічною подією в еволюції процесів утворення брненських гранітоїдів була інтенсивна ремобілізація фундаменту під час варійського тектогенезу. Для осницьких гранітоїдів процеси формування клесівсько-осницької вулканоплутонічної асоціації пов'язані з зоною колізії і тривали 30 млн років [66]. Швидше за все на напружено-деформований стан порід впливали нерівноважні напруги, спричинені дією зазначених процесів.

Реінтенсифіковане структурне розущільнення багато в чому визначалося крихким деформуванням, про що свідчать такі петрографічні ознаки, як високий ступінь подрібнення та

виразно хвилясте згасання кварцу (табл. 7.5). Більший діапазон зміни параметра проявився у величинах пористості та магнітності. Новоутворення магнетиту і пов'язане з ним зростання магнітної сприйнятливості спричинено метасоматичними та гідротермальними процесами. Магнетит має вторинне походження внаслідок поєднання низки процесів: розпад темнобарвних мінералів за умов високого кисневого потенціалу, відносне збагачення вихідного розплаву фемічними компонентами та оптимальні РТ-умови, які були більш-менш сталими. Сукупність геолого-петрофізичних ознак свідчить, що верхнє положення фронту гранітизації відповідало умовам амфіболітової фації переважно на мезоабісальних рівнях глибинності (з невеликою варіативністю) і однорідним РТ-умовам.

Таблиця 7.5. Реконструкція палеоумов формування гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ

№	Петротип	Генетична група	Палеорежим		Напружено-деформаційний стан			Рівень глибинності, згідно з рис.7.15
			первинний	накладений	Вид	Відносна інтенсивність напруг	Тип деформацій	
1	Гранодіорит Доубравице	I	стиск	розтяг	всебічний	середня	крихкі, [59]	3a
2	Гранодіорит Бланско	II	розтяг		всебічний	середня	крихкі, [59]	3a
3	Гранодіорит Кралове Поле	II	розтяг		однобічний (↓ зс. ком.)	висока	пластичні	3a (акропідфація)
4	Гранодіорит Веверська Бітішка	III	розтяг		всебічний	низька	пластичні	3b
5	Граніт Коунице	III	розтяг	розтяг	всебічний	низька	крихкі [62]	4
6	Граніт Тетчице	II	розтяг		всебічний	середня	крихкі	3b (акропідфація)
7	Граніт Глина	II	розтяг		-	-	-	4
8	Гранодіорит Рена	III	розтяг		однобічний (↑ роз. ком.)	низька	крихкі	3a (акропідфація)
9	Гранодіорит Крумловський Ліс	II	розтяг		всебічний	середня	пластичні	3b
10	Гранодіорит Ведровице	II	розтяг		-	-	-	3b
11	Гранодіорит Ольбрамовице	II	розтяг	розтяг	-	-	-	4 (акропідфація)
12	Граніт осницький	I	стиск		однобічний (↑ зс. ком.)	висока	крихкі	4
13	Гранодіорит осницький	I	стиск		всебічний	висока	крихкі	4
14	Гранодіорит ясногорський	I	стиск		однобічний (↑ зс. ком.)	висока	крихкі	2 (ультрапідфація)
15	Кв. монцодіорит вировський	I	стиск		всебічний	висока	пластичні	3a
16	Діорит рокитнянський	I	стиск		всебічний	висока	пластичні	3b
17	Діорит вировський	I	стиск		всебічний	середня	пластичні	3b

Примітка. ↑, ↓ – висока, низька зсувна компонента; зс. ком. – зсувна компонента, роз. ком. – розтягуюча компонента

Вертикальна петрофізична зональність, головним чином, обумовлена узгодженою зміною фізичних властивостей гранітоїдних утворень різних фацій глибинності. Загальний петрохімічний тренд зростаючої глибинності полягає у збільшенні фемічності та зменшенні кислотності і лужності. Породи у гіпсометрично вищих фаціях глибинності, як правило, характеризуються підвищенням вмісту салічних компонентів (відбувається їхнє збагачення рідкісними, радіоактивними і леткими елементами), що проявляється у зниженні δ та ρ, низькому рівні æ, збільшенні λ. В них підвищується загальна радіоактивність, варіабельність концентрацій радіоактивних елементів; в структурі загальної радіоактивності зростає частка торію та урану при зменшенні Th/U-відношення.

Причому подібність умов гранітоутворення спостерігається для різних регіональних груп гранітоїдів. Це проявляється, зокрема, у збіжності їхніх петрофізичних трендів. Сильна диференціація порід за густиною корелює з трендом æ-ρ. Тобто, первинно відмінні за речовинним

складом субстрату гранітоїди БМ і осницького комплексу УЩ формували близькі за магнітним виглядом породні ряди: граніт Тетчице ↔ граніт осницький, гранодіорит Ведровице ↔ гранодіорит осницький.

Звертає на себе увагу і близькість рівнів глибинності в зазначених парах порід. Формування магнітних властивостей відбувалося при більш-менш однаковій концентрації сумарного заліза, але за різкої відмінності парціального тиску кисню. Поширеність структур розпаду і псевдоморфоз по біотиту дозволяє зробити висновок про первинну немагнітність порід [59].

Узагальнені петрофізичні параметри генетичних груп порід представлені в табл. 7.6.

Таблиця 7.6. Петрофізичні характеристики генетичних груп гранітоїдів

Параметр	Статистична оцінка	Генетична група гранітоїдів (за табл. 7.3)			Параметр	Статистична оцінка	Генетична група гранітоїдів (за табл. 7.3)		
		I	II	III			I	II	III
δ	мін	2680	2660	2670	ρ	мін	2640	2590	2478
	ср.	2795	2696	2703		ср.	2738	2697	2558
	макс.	2930	2750	2720		макс.	2855	2670	2602
Пз	мін	1,30	1,50	2,6	V_p	мін	5,39	5,24	4,78
	ср.	2,39	2,40	3,5		ср.	5,78	5,39	4,79
	макс.	3,70	3,40	4		макс.	6,13	5,59	4,81
V_s	мін	3,14	3,09	2,89	V_p/V_s	мін	1,61	1,66	1,69
	ср.	3,37	3,20	2,92		ср.	1,73	1,75	1,77
	макс.	3,58	3,28	2,98		макс.	1,82	1,80	1,85
E	мін	6,60	3,00	5,52	G	мін	2,58	2,47	2,15
	ср.	7,74	5,84	5,55		ср.	3,11	2,73	2,20
	макс.	8,93	7,36	5,59		макс.	3,57	2,90	2,27
K	мін	4,46	4,19	3,47	μ	мін	0,19	0,25	0,23
	ср.	5,28	4,87	3,94		ср.	0,25	0,26	0,26
	макс.	5,95	5,53	4,26		макс.	0,28	0,28	0,28
λ	мін	2,25	2,54	2,90	β	мін	0,08	0,17	0,13
	ср.	2,71	2,86	3,63		ср.	0,14	0,24	0,16
	макс.	3,10	3,26	4,88		макс.	0,21	0,32	0,18
æ	мін	0,002	0,015	0,019	I_n	мін	0,07	0,002	0,003
	ср.	0,032	0,15	0,295		ср.	0,273	0,009	0,010
	макс.	0,081	0,92	0,844		макс.	0,89	0,05	0,025
Q	мін	0,1	0,1	0,1	I_s	мін	0,03	0,059	0,044
	ср.	0,21	0,26	0,23		ср.	0,13	0,194	0,200
	макс.	0,4	0,3	0,4		макс.	0,25	0,88	0,415
ЗР	мін	6,4	8	10	U	мін	1	1	1
	ср.	62	13	16		ср.	2,43	1,7	1,8
	макс.	100	25	24		макс.	4	3,3	3,3
Th	мін	4	1,3	6	K	мін	1,2	2	2,3
	ср.	7,7	10	15		ср.	2,8	3	3
	макс.	14	26	27		макс.	4,1	4	3,4
Th/U	мін	1,8	1	5,5	%U	мін	16	11	15
	ср.	3,9	6	8,9		ср.	23	19	17
	макс.	9	11	13		макс.	37	26	20
%Th	мін	30	27	37	%K	мін	28	29	23
	ср.	33	39	47		ср.	44	42	36
	макс.	36	54	57		макс.	54	47	48

Розділ 8
ЗІСТАВЛЕННЯ ТА КОРЕЛЯЦІЯ ГРАНІТОЇДІВ БРНЕНСЬКОГО МАСИВУ ТА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Багатьма дослідниками відмічається [4, 31, 35] досить чітка залежність будови, структурно-текстурних особливостей гранітоїдних тіл від конкретних структурно-тектонічних і термодинамічних умов їхнього формування. Не викликає сумніву, що для низки асоціацій магматичних порід структурно-тектонічний контроль відіграє визначальну роль незалежно від віку їхнього формування, що служить об'єктивною передумовою можливості їх зіставлення і кореляції. В свою чергу це може бути основою для визнання аналогії в будові, структурі та історії формування різних ділянок земної кори. Такої ж думки дотримуються і чеські геологи [74]. На підставі комплексного вивчення будови гранітоїдів окраїнної східної частини Чеського мегаблоку ними були виявлені деякі риси, що відповідають структурам Феносарматського щита. Тому, на їх думку, еквіваленти БМ і ДМ з геологічної точки зору слід шукати на Балтійському чи Українському щитах.

Нижче зроблена спроба виявити риси подібності та відмінності гранітоїдних утворень БМ і ДМ та Українського щита. Природно, що в цілому УЩ є структурною одиницею значно вищого порядку, ніж БМ і ДМ, відрізняючись від них не тільки розміром, але й досить широкою гамою гранітоїдних утворень як за складом, так і за генетичними, фаціальними та іншими особливостями. Тому перед авторами цієї роботи постало питання вибрати в межах УЩ такий об'єкт, для якого вирішення питання зіставлення і кореляції з гранітоїдами БВТ було б максимально коректним. При цьому враховувалися його загальне структурно-геологічне положення, найбільш загальні риси речовинного складу, формаційна приналежність.

БМ і ДМ займають окраїнне положення у межах Чеського мегаблоку, що також, як і Український щит, є виступом давнього фундаменту на території Середньоєвропейської платформи (Східноєвропейської – для УЩ). Враховуючи особливості складу і генезису цих масивів, що визначаються приналежністю їх до граніт-гранодіоритового ряду, зумовлені широко проявленими елементами контамінації та гібридизму, у тісному генетичному зв'язку з основними вулканічними та плутонічними породами, нами у якості об'єктів для порівняння у межах УЩ був обраний осницький комплекс гранітоїдів. І це незважаючи на те, що віковий розрив між гранітоїдними утвореннями Чеського масиву і Українського щита виявився досить відчутним – більше 1 млрд років. Підставою для обрання осницького комплексу як об'єкту для проведення міжрегіональних зіставлень були: 1). Тісний генетичний зв'язок гранітоїдів осницького комплексу з метавулканітами, що характерно і для аналогічних утворень БМ. 2). Окраїнне положення гранітоїдів БМ і осницького комплексу Волинського мегаблоку УЩ. 3). Структурний контроль Брненського масиву і гранітоїдів Осницького блоку зоною Чесько-Української смуги піднять [38, 42]. Існує думка [40], що Чеський масив (власне Молданубікум) і Східноєвропейська платформа у доверхньорифейський час стикувалися в районі Сов'їх Гір, і тільки пізніше ці структури стали поступово віддалятися одна від одної. 4). Широкий розвиток як на території БМ, так і Осницького блоку (за даними І .Б. Щербакова [67]) гранодіоритів, які в кількісному відношенні переважають граніти. 5). Як для гранітоїдів БМ, так і осницького комплексу, характерний єдиний тип акцесорної мінералізації: магнетит, сфен, апатит, циркон. 6). З точки зору генетичної належності гранітоїдів БМ за особливостями хімічного і елементного складу вони виявляють подібність, як і гранітоїди осницького комплексу (за даними К. І. Свєшнікова та ін. [51], Л. В. Шумлянського [65] і нашими також), до гранітів І-типу. 7). Гранітоїди БМ і осницького комплексу об'єднуються також близькістю значень ізотопного складу неодиму: від -2 до 3 для перших [96] і -0,6 до 2,3 для других, за даними [65]. 8). І найголовніше, збіжність гранітоїдів БМ і осницького комплексу у металогенічному відношенні як найбільш перспективних об'єктів на молібденове зруденіння, в межах поширення яких вже відкрито декілька рудопроявів цього металу [12, 74]. Варто відмітити також приуроченість основної маси молібденового вкраплення в обох регіонах до однотипних гранітоїдних порід, а саме, гранодіоритів, гранітів і пов'язаних з ними метасоматитів.

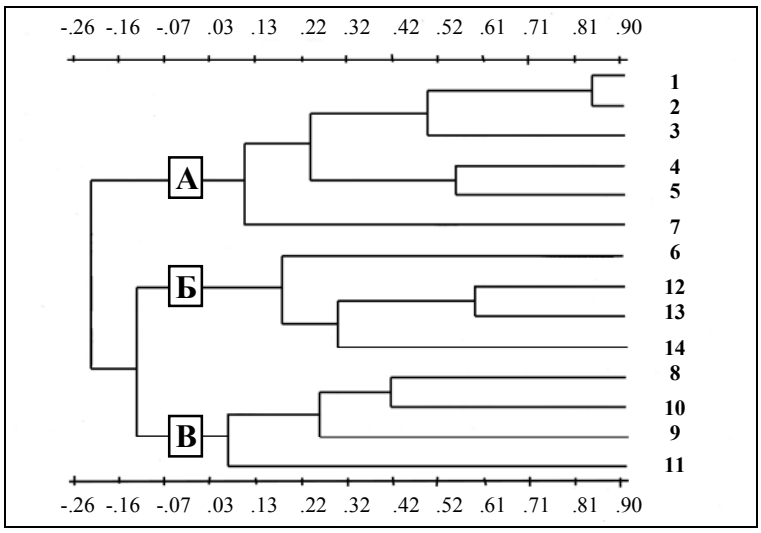
Породи осницького комплексу поширені на території Волинського мегаблоку УЩ, головним чином, в межах Осницького блоку, частково Новоград-Волинського і західної частини Коростенського. Останні два десятиліття формування структури Волинського мегаблоку розглядаються не інакше як з позиції мобілізму. Гранітоїди осницького комплексу сформувалися за активної участі процесів контамінації і гібридизму, що у значній мірі відобразилося на їхньому

складі. Такі ж процеси мали місце і для БМ. Правда, зумовлені вони у першу чергу диференціацією, а контамінація вмісних товщ відіграє тут роль лише для окремих блоків (Тетчице, Веверська Бітішка). Практично всі дослідники УЩ розглядають інтрузивні гранітоїди осницького комплексу та ультраметаморфічні вулканіти клесівської серії у складі єдиної вулкано-плутнічної асоціації (ВПА). Це слугує додатковим аргументом на користь можливої генетичної спорідненості їх з брненськими гранітоїдами. Особливістю утворень ВПА є їхнє структурне входження до складу так званого Волино-Двінського поясу [67] або Осницької зони. Згідно з даними І.Б. Щербакова [67], південно-східною границею Осницької зони є Сущано-Пержанський розлом, а північно-західною – Мінсько-Смоленський. С.В. Богданова та ін. [100] вважають, що ця структура розділяє Феноскандію, Волго-Уралію і Сарматію. Саме по ній, на думку цих дослідників, відбувалося зіткнення цих сегментів. К.І. Свешніков та ін. [41] визначає Осницьку зону як континентальну окраїну. М.П. Щербак та ін. [68] вже весь Волинський мегаблок розглядають як активну континентальну окраїну (АКО), а саму Осницьку зону як субдукційну. За даними зарубіжних дослідників [97], в обстановці АКО були сформовані також гранітоїди Західної зони БВТ.

8.1. Порівняльна характеристика геохімічних особливостей гранітоїдів

При проведенні класифікаційної систематики, зіставленні геологічних об’єктів за результатами геохімічних досліджень дослідники широко використовують методи математичної статистики. З цією метою нами для розбраковки численного аналітичного матеріалу по гранітоїдах Брненського масиву та осницького комплексу УЩ були залучені кластер-аналіз і метод головних компонент – одного з різновидів факторного аналізу у режимі кореляційної матриці (R-метод). Комплексування таких методів є доцільним, оскільки, за даними Г.М. Другова та ін. [14], кластер-аналіз за суттю є близьким до факторного. При цьому, як зазначається цими дослідниками, перший метод не має глибоко розробленої основи, але у загальному випадку кластер- і факторний аналізи дають подібні результати для R-типу.

Для дослідження особливостей розподілу хімічних елементів в гранітоїдах Чеського масиву та Українського щита було використано аналізи на 22 елементи, в тому числі Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Pb, Zn, Ag, Ga, Ge, Sn, Mo, Nb, Zr, La, Y, K, Na, Li, Rb, P. У вибірку по осницькому комплексу були включені наступні петротипи гранітоїдних порід: гранодіорити мухарівський, ясногірський, судилківський, осницький, граніти осницький, устинівський, мухарівський. Після попередньої обробки середнього вмісту елементів досліджуваних петротипів гранітоїдів кластер-аналізом і винесення їх фігуративних точок на факторну діаграму у площині перших двох найвагоміших факторів з’ясувалося, що деякі з них, а саме гранодіорити Бланско, мухарівський, ясногірський, судилківський, різко віддалені від основної групи точок. У зв’язку з цим вони були виключені зі складу загальної вибірки. Вилучення аномально віддалених точок є необхідною процедурою, оскільки їх наявність, як показує практика [39, 44, 45], призводять до помилкових висновків, що не узгоджуються з геологічними даними. Варто зазначити, що на дендрограмі кореляційних зв’язків змінені відміни гранітоїдів не завжди вирізняються від практично незмінених. В той же час, на факторних діаграмах їх можна ідентифікувати. З метою зменшення сторонніх впливів, в першу чергу, метасоматичної складової, на варіацію складу порід загальна вибірка буза проаналізована кластер-аналізом і МГК з вилученням «аномальних» петротипів. На цей раз отримані результати не суперечили геологічним даним, що дозволило перейти до їх інтерпретації. Згідно з наведеною на рис. 8.1 діаграмою, в структурі загального кластеру в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції досліджувані гранітоїди за елементним складом розділилися на три породних групи (А, Б, В). До складу групи А в основному увійшли петротипи порід північної і центральної частин Брненського масиву, за винятком гранодіоритів Рена, які, за даними чеських геологів [74], поширені в межах центральної. Другу группу Б склали граніти Глина центральної частини БМ і граніти осницького комплексу (петротипи устинівський, мухарівський, осницький). Група В представлена виключно гранодіоритами південної частини БМ і осницькими гранодіоритами УЩ. Як бачимо, петротипи гранітоїдних порід Б і В груп виявляють кореляційні зв’язки з аналогічними за складом породами осницького комплексу, тоді як для породних утворень групи А таких зв’язків з останніми не визначено (рис. 8.1).



Ри. 8.1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів БМ та осницького комплексу УЩ за елементним складом:

1. Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Кралово Поле, 3 – Веверська Бітішка, 4 – Коунице, 5 – Тетчице, 6 – Глина, 7 – Рена, 8 – Крумловський Ліс, 9 – Ведровице, 10 – Ольбрамовице, 11 – гранодіорит осницький, 12 – граніт устинівський, 13 – граніт мухарівський, 14 – граніт осницький.
2. А, Б, В – породні групи петротипів гранітоїдів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Нижче наводиться мінералого-петрографічна характеристика провідних петротипів осницького комплексу УЩ.

Гранодіорити осницькі – сірі, сірувато-бурі середньо-крупнозернисті масивні породи. Структура гранітова, гетеробластова. Мінеральний склад: плагіоклаз (33–48%), кварц (11–23%), калішпат (25–48%), біотит (4–7%). Акцесорні й рудні мінерали (1,5%): сфен (до 0,5%), циркон (р. з.), апатит, титаномагнетит (0,8%). Вторинні мінерали (1%): серицит, епідот по плагіоклазу, хлорит по біотиту, карбонат.

Плагіоклаз у гранодіоритах зазвичай таблитчастої, призматичної форми, зональної будови. За складом плагіоклаз відповідає № 18–22. Двійники тонкі, полісинтетичні за альбітовим законом, частіше проявлені нечітко. Присутні також комбіновані двійники за альбіт-карлсбадським законом. Ядерні частини зерен інтенсивно замінені епідот-серицитовим дрібнозернистим агрегатом. З периферії зерен плагіоклазу визначається утворення альбітових облямівок розкиснення. Калішпат представлений зернами мікроклін-пертиту ґратчастої будови, присутній у двох генераціях: 1) зерна наближеної до таблитчастої форми, більшістю порфіробластові. Краї зерен реакційні, різані. Двійникова ґратка недосконала, проявлена плямами, часто недосконала, середньої досконалості шахово-клітиноподібного типу. Пертити тонкі ниткоподібні, струменисті, лінзоподібні; 2) невеликі ксеноморфні зерна основної маси. Взаємовідносини калішпату й плагіоклазу реакційні – калішпат кородує й заміщує його. Часто по ослаблених зонах і з країв зерен плагіоклазу утворюється дрібнозернистий агрегат з калішпату, мусковіту, епідоту й дрібнолускатого пізнього біотиту. Кварц утворює ксеноморфні зерна та їхні скупчення, часто з хвилястим згасанням, давлений. Зерна кварцу з периферії частково дроблені, оточені дрібногранульованим кварцом. Біотит – зеленувато-бурі луски і скупчення. Присутній також біотит пізньої генерації – бурувато-зелений дрібнолускатий в асоціації з епідотом у міжзернових зонах, а також на контакті зерен плагіоклазу з раннім біотитом.

Граніти осницькі – це світло-рожеві з малиновим відтінком дрібно- і середньозернисті масивні породи, а також середньо- і крупнозернисті, бурі, сірувато-бурі й рожево-бурі, часто порфіроподібні породи. Перші з них є суттєво калішпатовими, лейкократовими, з нерівномірним розподілом біотиту, а другі за своїм складом – калішпат-плагіоклазові відміни. Для гранітів характерним є водяно-прозорий або голубуватий кварц. Структура порід гранітова, призматичнозерниста, порфіроподібна, з елементами заміщення й катакластичної.

Мінеральний склад гранітів: плагіоклаз (від 20–25 до 30–43%), калішпат (від 15 до 37–45%), кварц (від 18 до 33–40%), біотит (2–9%), зустрічається мусковіт (до 2%). Акцесорні й рудні мінерали (до 1%): апатит, циркон, циртоліт, сфен, ортит, флюорит, магнетит, піротин, ільменіт. Вторинні мінерали: хлорит, серицит, епідот, гідроксиди заліза, пелітовий матеріал.

Плагіоклаз утворює призматичні зерна неяснозональної будови, яка проявляється в їхньому зональному згасанні й такому самому розподілі вторинних продуктів заміщення. За складом відповідає олігоклазу № 15–20, у ядерних частинах – №25. Двійники тонкі, полісинтетичні, проявлені спорадично, спостерігаються також комбіновані. Плагіоклаз нерівномірно заміщується серицитом, дрібнолускатим мусковітом, епідотом, рідко з країв зерен утворюються альбітові облямівки розки-снення. Визначаються також дрібні ксеноморфні зерна альбіт-олігоклазу в основній масі. Калішпат представлений таблитчастими зернами мікроклін-пертиту, часто з рваними краями. Двійникова структура середньої досконалості (рідше досконала), снопо-клітиноподібного типу, присутні й прості двійники. Пертити лінзоподібні, полум'яні, шнуроподібні з ділянковим розподілом (до 10–15% площі зерна). Згасання зерен часто зональне внаслідок прояву катаклазу. У калішпаті містяться включення округлих зерен кварцу, реліктових зерен розкисненого плагіоклазу. Кварц, в основному, утворює дрібнозернисті скупчення з мозаїчним згасанням. Нерідко краї зерен зубчасті. Рідше зустрічаються крупні зерна з хвилястим згасанням, з країв дроблені. Біотит зеленувато-бурий зустрічається в поодиноких лусках. Часто біотит змінений, заміщується хлоритом, з периферії лусок обростає дрібнолускатим мусковітом, епідотом.

Граніти мухарівські – масивні, слабкосмугасті, дрібно-середньозернисті, неяснопорфіроподібні, сірувато-рожеві, рожеві породи. Структура гіпідіоморфнозерниста. Мінеральний склад: плагіоклаз (12–32%), калішпат (25–42%), кварц (29–63%), біотит (1–5%). Акцесорні й рудні мінерали (2%): апатит, циркон (зональний, пофарбований оксидами заліза), циртоліт, флюорит, сфен, ортит, ксенотим, магнетит, ільменіт, титаномагнетит, піротин. Вторинні мінерали (1%): дрібна луска мусковіту, епідот, серицит, дрібні зерна карбонату з буруватою гідрослюдкою, незначно – хлорит по біотиту.

Плагіоклаз представлений призматичними, таблитчастими зернами альбіт-олігоклазу (№10–15). Розмір більшості зерен становить 0,2–0,8 мм, окремі зерна сягають 1–1,5 мм. Зерна мають тонке полісинтетичне двійникування за альбітовим законом. Характерні пелітизація, серицитизація, також визначається розвиток епідоту й дрібної луски мусковіту. Найінтенсивніше зміни проявлені в ядерних частинах зерен, по двійникових швах, на контакті з калішпатом. З країв зерен розвиваються альбітові облямівки. Калішпат представлений частіше ксеноморфними, рідше – таблитчастими, призматичними, з нерівними, корозійними границями зернами мікроклін-пертиту. Розмір зерен 0,2–0,8 мм, поодинокі зерна сягають 1,5 мм. Ґратчаста структура недосконала, середньодосконала снопо-клітиноподібна. Пертити нечисленні, в основному – розпаду. У порфіробластових зернах розвиваються полісинтетично здвійниковані пертити заміщення (до 10–15% від площі зерна). Кварц у гранітах частково катаклазований, розлінзований. Біотит бурувато-коричневий, з периферії заміщується мусковітом, епідотом.

Граніти устинівські – масивні крупнозернисті, рожеві до червоних, породи. Структура основної маси гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках – катакластична, бластова. У гранітах проявлені процеси альбітизації, низькотемпературних гідротермальних змін (розвиток оксидів заліза, серицитизація, пелітизація плагіоклазу, часткова хлоритизація біотиту й ділянкове утворення дрібної луски біотиту пізньої генерації, розеткоподібного хлориту). Такі зміни притаманні міжзерновим зонкам, які частіше підпадають під вплив катакластичних дій, тріщинок тощо. На таких ділянках кварц часто гранульований, при інтенсивнішому катаклазі з'являються мозаїчне згасання, текучість зерен, між зернами утворюються сутурні границі.

Мінеральний склад гранітів: плагіоклаз (24–34%), кварц (22–31%), калішпат (34–50%), біотит (1–3%). Зустрічаються поодинокі реліктові зерна амфіболу. Акцесорні й рудні мінерали (0,5 %): циркон, циртоліт, флюорит, апатит, сфен, магнетит. Вторинні мінерали (1,5%): серицит по плагіоклазу, хлорит по біотиту, карбонат, оксиди заліза по тріщинках. Амфібол – реліктові зерна зеленої рогової обманки (cNg = 9–12°) серед скупчень біотиту. Основний акцесорний парагенезис гранітів: магнетит-сфен-апатит-циркон.

Плагіоклаз представлений кількома генераціями: 1) призматичні, таблитчасті зерна олігоклазу (№ 18–20). Зерна плагіоклазу мають тонке полісинтетичне двійникування за альбітовим законом. Характерні пелітизація, серицитизація зерен, а також визначається розвиток епідоту й дрібної луски мусковіту; 2) дрібні лейсти альбіту в основній масі; 3) альбітові облямівки з периферії зерен плагіоклазу першої генерації; 4) здвійниковані пертити заміщення (до 30–40%) у зернах калішпату. Калішпат представлений таблитчастими, призматичними з нерівними, корозійними границями зернами мікроклін-пертиту. Ґратчаста структура проявлена плямами, субмікроскопічна (за припущенням – шахового типу). Кварц частково катаклазований,

розлінзований. Біотит бурувато-коричневий, частково заміщується хлоритом. Також визначається утворення пізньої генерації біотиту червоно-коричневого кольору, частіше у вигляді розеток дрібної луски. На окремих ділянках визначається розвиток пізнього (гідротермального) розеткоподібного хлориту.

На факторній діаграмі (рис. 8.2) фігуративні поля виділених за результатами кластер-аналізу трьох породних груп, що не пересікаються між собою, орієнтовані в двох напрямках. Фігуративне поле петротипів групи А, що знаходиться в лівій частині діаграми, своєю довгою віссю орієнтоване паралельно осі фактору 2. Цей фактор всупереч очікуваному характеризує тут нормальну магматичну (кристалізаційну) диференціацію гранітоїдів за їх основністю-кремнекислотністю: від гранодіоритів північної частини БМ (Східна зона) до гранітів центральної (Західна зона). Два інших поля (Б і В), для яких характерною є субпаралельність їхніх довгих осей, розмістилися, головним чином, в правій частині діаграми, та орієнтовані під кутом до поля А. Ці породні утворення на відміну від групи А визначаються нами як потенційно рудовмісні, оскільки зазнали постмагматичних перетворень. Зокрема, породи осницького комплексу, згідно з даними [67] і нашими також [48], піддавалися кварц-польовошпатовому метасоматозу, альбітизації, грейзенізації, формуванню кварцово-сульфідних прожилків, а Брненського масиву, за нашими даними та інформацією, наведеною у [74] – мікроклінізації, альбітизації, силіфікації, епідотизації. Очевидно, що вплив метасоматичних перетворень для гранітоїдів Б і В груп виявився більш значним, ніж роль кислотно-основної диференціації для порід групи А, розподіл яких контролюється фактором F_2, а не F_1, як це зазвичай має місце (рис. 8.2).

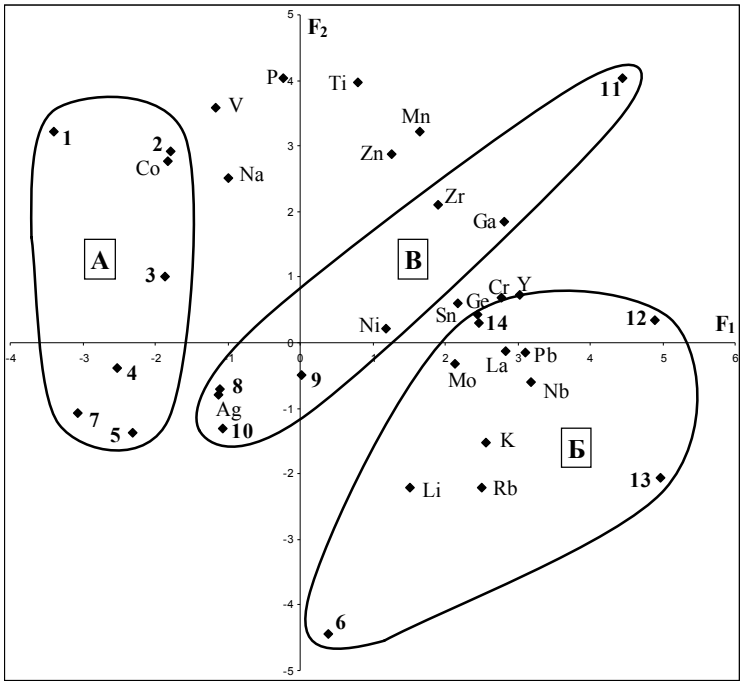


Рис. 8.2. Факторна діаграма фігуративних точок елементного складу провідних петротипів гранітоїдів БМ та осницького комплексу УЩ:

1. Назви петротипів гранітоїдних порід за їх номерами (1–14) див. рис. 8.1.
2. А, Б, В – породні групи петротипів гранітоїдів з позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції.

Наведене з урахуванням інформації про наявність на територіях Брненського масиву і осницького комплексу УЩ окремих рудопроявів молібдена [12, 38, 39] дозволяє вважати ділянки поширення порід Б і В груп перспективними не тільки на промислове молібденове зруденіння, але й молібден-поліметалічне. У контексті з цим зазначимо, що перший фактор F_1 відрізняється однонаправленістю значущих факторних навантажень позитивного знаку практично на всі елементи (в тому числі й рудні). З цим фактором пов'язані елементи двох асоціацій – літофільної і халькофільної: Nb, Pb, Y, La, Ga, Cr, K, Rb, Ge, Sn, Mo (наводяться у порядку зменшення факторних навантажень). З сидерофільної групи лише хрому властиві відносно високі факторні навантаження.

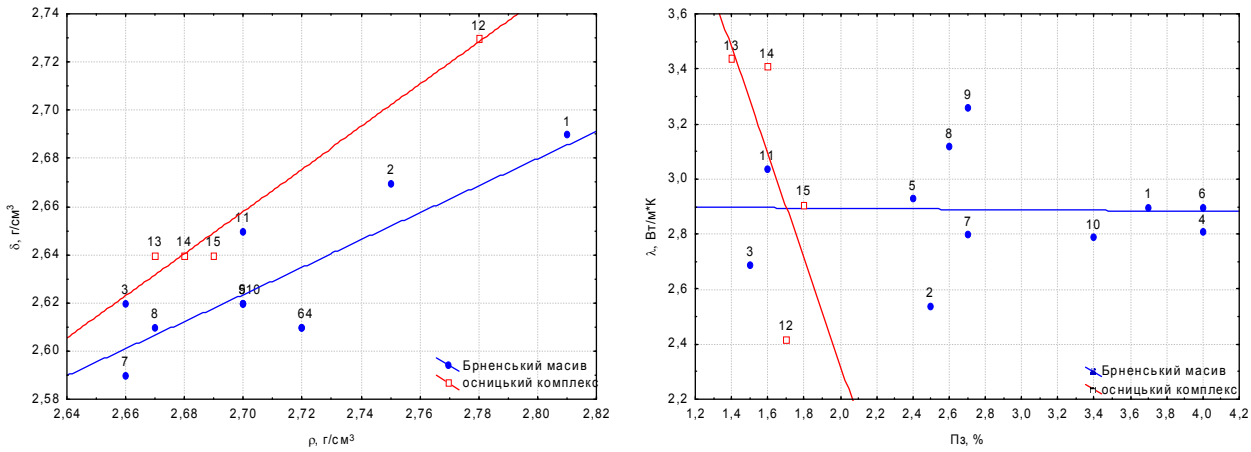
З фактором F_2 пов'язані переважно елементи сидерофільної асоціації, причому з найбільшими значущими факторними навантаженнями позитивного знаку, а також літофільно-халькофільної з меншими значеннями: P, Ti, V, Mn, Zn, Co, Na, Zr (у порядку зменшення). Протилежним до них за знаком є літій.

Вклади перших двох факторів у загальну дисперсію складають 40,7 та 23,0% відповідно. Це означає, що практично всі особливості розподілу елементного складу досліджуваних гранітоїдних утворень можна описати за допомогою цих двох факторів, оскільки на долю третього приходиться всього 8,9% сумарної дисперсії.

8.2. Порівняльна характеристика петрофізичних особливостей гранітоїдів

Виходячи із загальних геологічних критеріїв для порівняльної характеристики петрофізичних особливостей з гранітоїдами БМ на території УЩ були обрані породи осницького комплексу у складі їх провідних петротипів – гранодіорити осницькі, граніти дрібно-середньозернисті, граніти середньо-крупнозернисті, граніти лептитоподібні.

Відмічена за низкою параметрів складу подібність гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ певним чином відобразилася в їх петрофізичних характеристиках (рис. 8.3). Як слідує з цього рисунка, Східну зону БМ складають високощільнісні різновиди гранітоїдів (гранодіорити Бланско і Доубравице). За значеннями мінеральної густини серед порід осницького комплексу до них наближені осницькі гранодіорити.



а Б

Рис. 8.3. Тренди провідних густинних (а), ємнісних і теплофізичних (б) параметрів петротипів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

Більш кислі породи Центрального і Південного блоків БМ характеризуються в цілому підвищеним вмістом кварцу, калішпату, зменшенням кількості плагіоклазу і темноколірних мінералів, відрізняються низькими значеннями об'ємної та мінеральної густин, які зіставні з рівнями значень цих параметрів в осницьких дрібно- і середньозернистих, середньо- і крупнозернистих та лептитоподібних гранітах. Характерною особливістю гранітоїдів цих блоків є незначна щільнісна диференціація окремих петротипів, порівнювана зі зміною густини в них і зумовлена варіаціями складу і, насамперед, кількісним співвідношенням калієвого польового шпату і плагіоклазу (відмічено значущі кореляційні залежності ρ–КПШ (-0,69), ρ–Пл (+0,59)). Провідним фактором петрощільнісної диференціації, яка загалом є маловиразною, є варіації мінерального і хімічного складу порід. Процеси породоутворення мають найменший вплив на петрощільнісну градацію, оскільки густина є інтенсивною термодинамічною характеристикою і має сильну консервативність відносно зміни PT-умов геологічного середовища.

Тісний зв'язок з параметрами макроскладу, що наочно ілюструється широким набором значущих коефіцієнтів парної кореляції (SiO_2 (+0,83). Fe_2O_3 (-0,59), TiO_2 (-0,73), CaO (-0,59), K_2O/Na_2O (+0,83), Q (+0,78), Amf (-0,64), має також теплопровідність, що підвищується в

гранітоїдах БМ в південному напрямку і сягає своїх максимальних значень в гранодіоритах Рена, Крумловський Ліс, Ольбрамовице. За мінімальним рівнем теплопровідності гранодіоритам Бланско (2,54) в рамках осницького комплексу відповідають гранодіорити осницькі (2,42). Параметр еквівалентної теплопровідності виявляє кореляцію з фаціями глибинності порід.

Аналогічна тенденція спостерігається і в розподілі загальної радіоактивності, яка зростає від гранодіоритів Західної до гранодіоритів Східної зони БМ. При цьому на загальному фоні аномально високими значеннями характеризуються петротипи Глина і Рена, в спектрі акцесоріїв яких значну роль відіграють ортит і монацит. Ці породи концентрують елементи-випромінювачі в кількостях, що перевищують кларковий вміст в 1,5–2,5 рази, і, як наслідок, характеризуються підвищеною загальною радіоактивністю. Її середній рівень – більше 20, а в окремих випадках сягає 40 (торієва природа). Інші петротипи гранітоїдів БМ як за величиною радіоактивності, так і за калій-торієвою, калій-торій-урановою природою (визначальний вплив калію фіксується також позитивним кореляційним зв'язком калішпат – радіоактивність (+0,62)) близькі до гранітоїдів осницького комплексу (рис. 8.4).

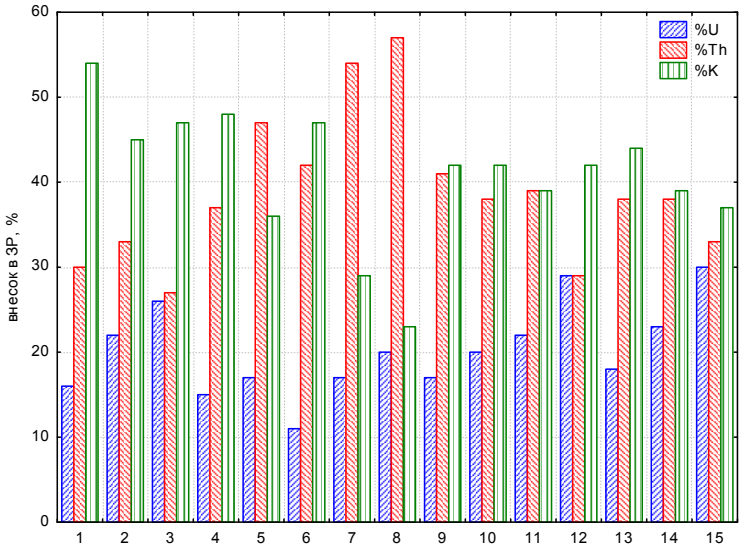


Рис. 8.4. Природа радіоактивності петротипів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

Для гранітоїдів БМ характерний широкий діапазон зміни магнітних характеристик. Відмічаються як магнітні [54], так і немагнітні петротипи, причому останні домінують. Значення індуктивних магнітних параметрів, а також характер виділення рудних мінералів (переважно структури розпаду і псевдоморфози по біотиту) дозволяють зробити висновок про їхню первинну немагнітність. Основним феромагнетиком магнітних петротипів (Бланско, Коунице) виступає близький до стехіометричного магнетит, наявність якого підтверджується даними термомагнітного аналізу (Θ_k=580°C). Його вміст (оцінюється за величинами Is) знаходиться в діапазоні значень 0,5–1,1% (Бланско) і 0,3–0,7% (Коунице). Магнетит є вторинним і утворився за рахунок трансформації залізовмісних мінералів (рис. 8.5, рис. 8.6).

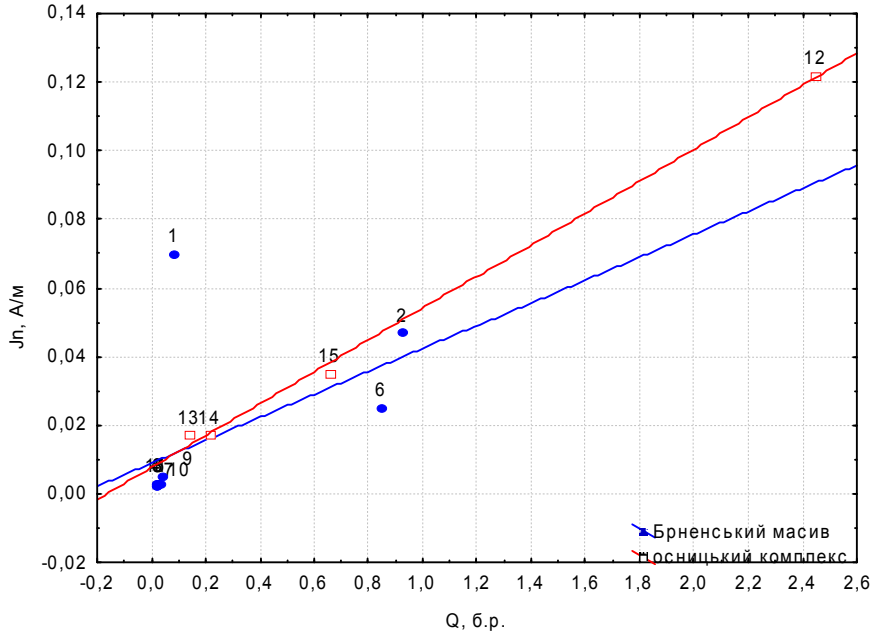


Рис. 8.5. Тренди петромагнітних параметрів (намагніченості, фактору Кенігсбергера) петротипів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

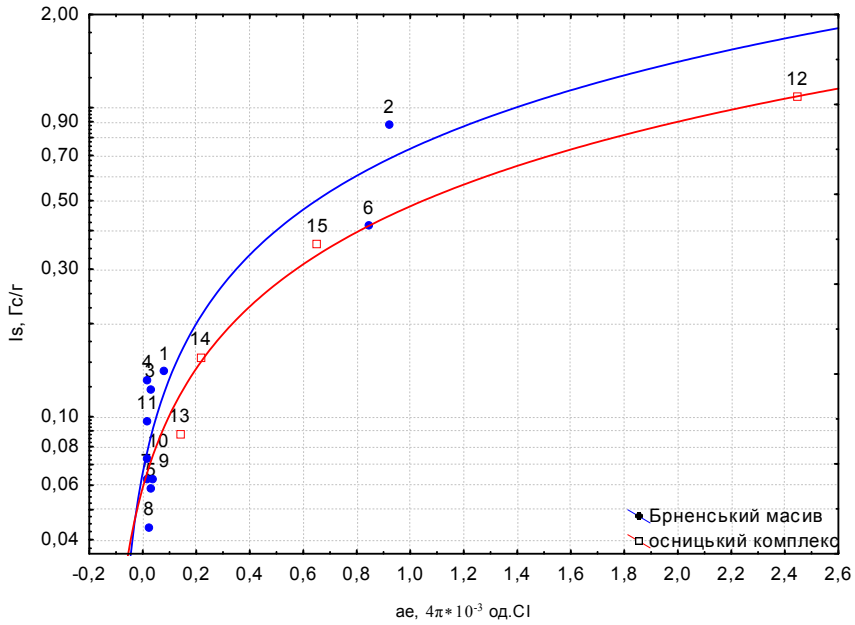


Рис. 8.6. Тренди петромагнітних параметрів петротипів БМ і осницького комплексу УЩ:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

У складі осницького комплексу магнітні породи (середньо- і крупнозернисті, лептитоподібні граніти, осницькі гранодіорити) займають значне місце. Для всіх них характерний магнетитовий тип термомагнітних кривих. Максимальних значень індуктивні магнітні параметри сягають в осницьких гранодіоритах, що зумовлено наявністю магнетиту, який утворився внаслідок трансформації темнобарвних мінералів і асоціює з ільменітом, титаномагнетитом. Для слабомагнітних середньо-крупнозернистих гранітів за низкою ознак (значне окиснення рудних мінералів тощо) визначається вторинна природа немагнітності (рис. 8.7, 8.8). Фактор Кенігсбергера як у осницьких, так і брненських гранітоїдах не перевищує 0,3, а часто не досягає і 0,1.

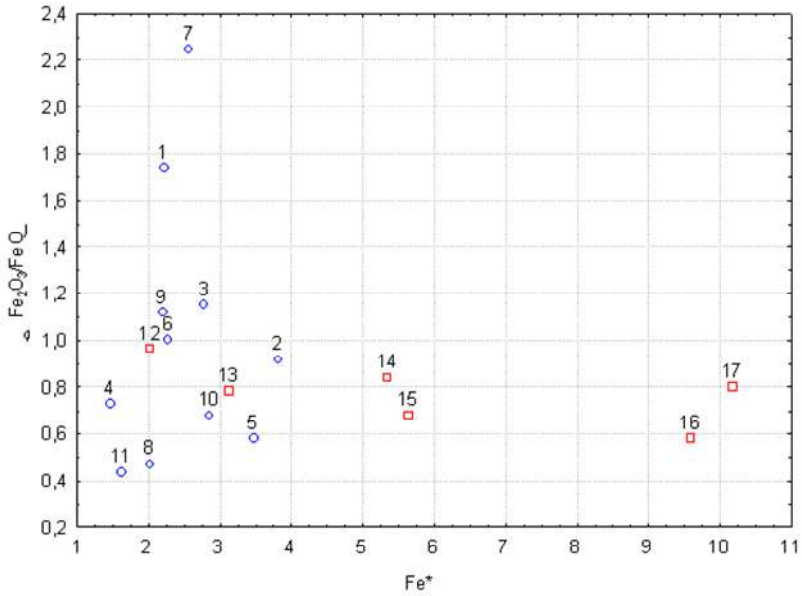


Рис. 8.7. Співвідношення між вмістом сумарного заліза і ступенем окиснення *f*:
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

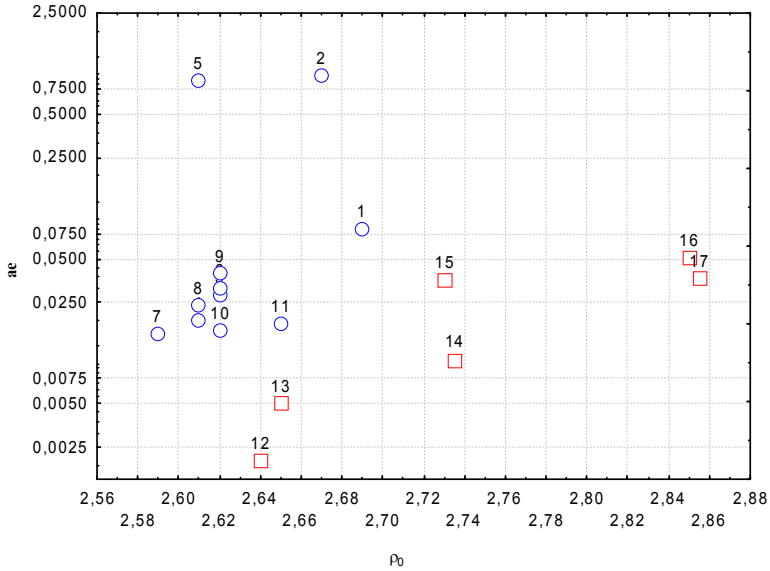


Рис. 8.8. Дискримінація територіальних груп гранітоїдів в координатах магнітна сприйнятливість (æ) – об'ємна густина (ρ_o):
назви петротипів за їхніми номерами див. у табл. 7.1.

Послідовне формування інтрузивних фаз порід осницького комплексу відбувалося зі зміщенням на все більш верхні фації глибинності при збереженні приблизно однакового рівня кисневого потенціалу і поступовому зменшенні вмісту сумарного заліза. Петромагнітний характер цієї тенденції проявлений у зниженні магнітної сприйнятливості. Тому вже для середньо- і крупнозернистих осницьких гранітів фіксується сильне окиснення рудних мінералів із вторинною немагнітністю і максимальними значенням фактору Кенігсбергера [59].

8.3. Порівняльна характеристика металогенічних особливостей гранітоїдів

У свій час дослідники [12, 74] вже відмічали значну збіжність гранітоїдів БМ і осницького комплексу УЩ у металогенічному відношенні як найбільш перспективних об'єктів на молібденове зруденіння, у зв'язку з якими вже відкрито декілька рудопроявів цього металу.

Характерно, що така спорідненість гранітоїдів обох регіонів в плані їх однотипної, за мінеральним складом, рудоносності підтверджується розміщенням фігуративних точок їх петрохімічних модулів в контурі поля 3 (або поблизу нього) рудовмісних на молібден магматичних асоціацій порід на петрохімічних діаграмах Б.М. Пермякова [43] (рис. 8.9).

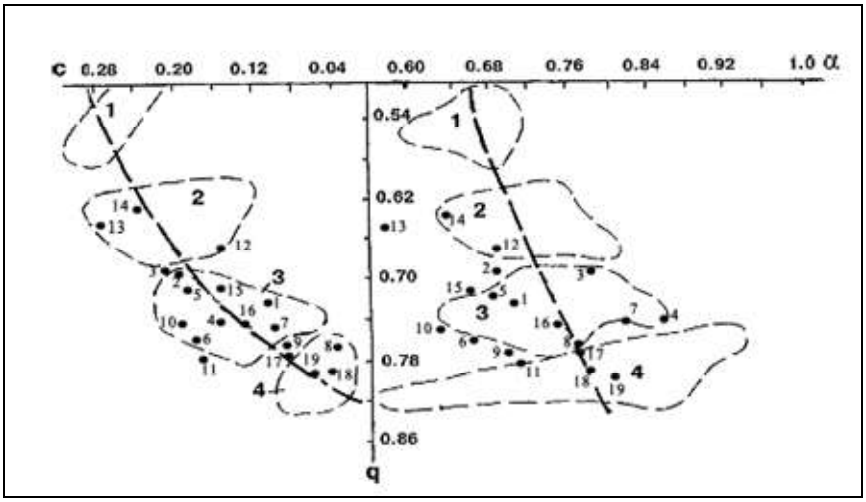


Рис. 8.9. Розміщення ареалів фігуративних точок складу рудоносних гранітоїдів на петрохімічній діаграмі за величинами модулів відносної кремнекислотності (q), вапнистості (c) і лужності (a), за Б.М. Пермяковим [43]:

1. Петротипи: 1 – Доубравице, 2 – Бланско, 3 – Кралово Поле, 4 – Веверська Бітішка, 5 – Коунице, 6 – Тетчице, 7 – Глина, 8 – Рена, 9 – Крумловський Ліс, 10 – Ведровице, 11 – Ольбрамовице, 12–15 – гранодіорити мухарівський. ясногірський, судилківський, осницький; 16–19 – граніти бехівський, осницький, устинівський, мухарівський.
2. Рудовмісні магматичні асоціації: 1 – з поліметалічним і золото-поліметалічним зруденінням, 2 – з золото-поліметалічним зруденінням, 3 – з молібденовим зруденінням, 4 – з комплексним рідкіснометальним зруденінням.

Варто зазначити, цей дослідник рудовмісні гранітоїди в залежності від пов’язаного з ними того чи іншого мінерального типу зруденіння об’єднує в чотири крупних асоціації: гранітоїди з поліметалічною і золото-поліметалічною мінералізацією, гранітоїди з золото-молібден-поліметалічною мінералізацією, гранітоїди з переважанням молібденової мінералізації, гранітоїди з комплексною рідкіснометальною мінералізацією. За даними Б.М. Пермякова [43], петрохімічна специфіка гранітоїдних утворень, хімічний склад їх вихідних магм є тим фактором, що спричиняє вибіркову концентрацію в них тих чи інших рудних та рідкісних елементів і відповідно їх металогенічну спеціалізацію (рис. 8.10).

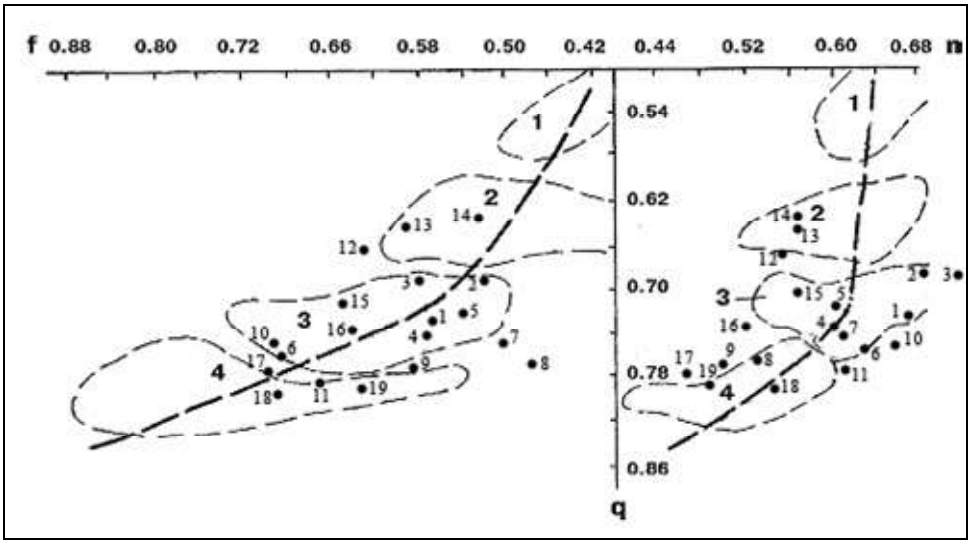


Рис. 8.10. Розміщення ареалів фігуративних точок складу рудоносних гранітоїдів на петрохімічній діаграмі за величинами модулів відносної кремнекислотності (q), залізистості (f) і залізистості (n) , за Б.М. Пермяковим [43]:

Назви петротипів гранітоїдів за їх номерами і рудовмісних магматичних асоціацій (1–4) див. на рис. 8.9.

Візуальний аналіз представлених діаграм показує, що досліджувані нами гранітоїди за граничними величинами петрохімічних модулів у більшості випадків корелюють з магматитами третьої асоціації, яка визначається як рудовмісна на молібденове або золото-молібденове зруденіння [43]. До числа перспективних на виявлення у зв'язку з ними зруденіння цих рудно-формаційних типів відносяться всі петротипи гранітоїдів Східної зони БМ і більшість Західної, а саме: Веверська Бітішка, Коунице, Тетчице, Глина, Ведровице, а також гранодіорити осницькі та граніти бехівські осницького комплексу УЩ. У четверту менш чисельну групу гранітоїдів, з якою можуть бути пов'язані комплексні рідкіснометальні зруденіння, класифікуються гранодіорити Рена, Крумловський Ліс, Ольбрамовице БМ і граніти осницькі, устинівські, мухарівські осницького комплексу УЩ. Характерно, що серед числа досліджених нами петротипів гранітоїдних порід лише гранодіорити судилківські, ясногірські, мухарівські осницького комплексу УЩ виявляють ознаки потенційної рудоносності на поліметалічну або золото-поліметалічну мінералізацію. Це наочно підкреслюється приуроченістю фігуративних точок їх петрохімічних модулів до ідентифікаційного поля другої рудовмісної магматичної асоціації. В той же час пошуки зруденіння цих мінеральних типів на території БМ варто вважати безперспективними.

Таким чином, одразу за п'ятьма петрохімічними модулями Б.М. Пермякова досліджувані нами гранітоїди ідентифікуються як потенційно рудоносні об'єкти на молібден, меншою мірою на рідкісні метали і ще меншою – золото-поліметали.

Варто зазначити, що за результатами геохімічних досліджень серед гранітоїдів БМ у металогенічному відношенні цікавими можуть бути граніти Глина з КК=1,7 для молібдену і гранодіорити Бланско з КК=1,1 для цього ж елементу, в асоціації з яким вже виявлено молібденове зруденіння (рудопрояв «Чорна Гора»). До речі, у пробах, відібраних безпосередньо на рудоносній ділянці, КК молібдену зростає до 7,3. Не зрозумілою залишається перспективність деяких петротипів (гранодіорити Бланско з КК=3,2, граніти Коунице і гранодіорити Тетчице з КК 1,4 та 2,6 відповідно) на срібло, оскільки мінерали-носії і концентратори цього елементу однозначно не визначені. Разом з тим не виключається зв'язок цього металу з піритовою мінералізацією, яка має наскрізний характер поширення в породах масиву. На представлених діаграмах Б.М. Пермякова (рис. 8.9) ці петротипи асоціюють з полем гранітоїдів з переважанням молібденітової мінералізації, а не з золото-поліметалічним полем 2, як того можна було очікувати. Певною мірою цікавими з точки зору практичної геології можуть бути також гранодіорити Рена з підвищеним вмістом торію та урану ($КК_{Th}$=1,6; $КК_{U}$=1,1). Судячи з петрографічного складу порід значна частина радіоактивних елементів може ізоморфно входити до кристалічної структури амфіболу і біотиту, менша концентруватися в циртоліті, цирконі, сфені, апатиті. На діаграмах (рис. 8.9, рис. 8.10) їм відповідають асоціації з комплексним рідкіснометальним зруденінням.

Нещодавно були опубліковані перші результати Re-Os геохронології молібденової мінералізації, пов'язаної з гранітоїдами Дійського масиву. Згідно з цими даними, її вік оцінюється в 584 млн років [99], який практично збігається з часом становлення вмісних формувань – 590–580 млн років. Подібна ситуація має місце і для гранітоїдних утворень осницького комплексу, вік яких 1990 млн років [67], а калій-аргоновий вік молібденової мінералізації, оцінений по циннвальдиту, становить 1845±45 млн років [39]. Наведені дати щодо віку молібденової мінералізації та її вмісних порід настільки близькі за своїми значеннями, знаходячись в межах похибки визначення, що дозволяють припустити практичну одночасність їхнього формування. Це характерно як для території Бруновістулікуму Чеського мегаблоку, так і Осницького блоку Українського щита, що свідчить про подібні умови породо- і рудоутворення цих просторово віддалених регіонів, незважаючи на досить відчутну різницю у часі становлення.

Згідно з класифікацією Л. В. Таусона [55], за рідкісноелементним складом гранітоїди Брненського і Дійського масивів і осницького комплексу УЩ відносяться до андезитового – вапняно-лужного геохімічних типів. З практичної точки зору це означає, що крім руд молібденової формації існує досить висока імовірність на виявлення у зв'язку з ними поліметалів та золота.

ЗАКЛЮЧЕННЯ

За результатами проведених досліджень з комплексного вивчення гранітоїдних утворень Брненського та Дійського масивів були отримані наступні основні висновки:

1. Брненський та Дійський масиви є складним гетерогенним утворенням, що було сформовано внаслідок прояву асинтського (байкальського) колізійного за природою орогенезу східного обрамлення Чеського масиву і є системною частиною великого зведено-брилового підняття – виступу прадавнього фундаменту. Гранітоїди, що представляють ці масиви, як правило, приурочені до крупного розлому субмеридіонального простягання.

2. Брненський та Дійський масиви складені інтрузивними глибинними, головним чином, мезоабісального рівня утвореннями, а також жильними та ефузивними породами, що належать, вірогідно, до єдиного магматичного диференційованого комплексу.

3. Брненський масив складається з окремих блоків, що зазнали диференційованих брилових переміщень, та розташовані у зв'язку з цим на різних рівнях ерозійного зрізу – найбільшому на півдні, найменшому на півночі та проміжного в центральній частині.

4. З'ясовано, що домінуючим породним видом у 9 з 11 провідних петротипів гранітоїдних утворень Брненського масиву є гранодіорити, і тільки 3 представлені гранітами (монцогранітами). Кластеризація елементного складу гранітоїдів розділила їхню сукупність на чотири породних групи. Серед них перша і четверта, які представлені виключно гранодіоритами, характеризують північну і південну частини Брненського масиву, тоді як друга і третя у складі гранодіоритів і гранітів – центральну.

Наявна просторова залежність формування петрографічних типів гранітоїдів, виходячи із їхньої геолого-структурної позиції.

5. Найпоширенішими серед породних видів гранітоїдів на ДМ є гранодіорити і монцограніти (у приблизно рівних співвідношеннях), а у підпорядкованій кількості відмічаються сієнограніти. Кількісними методами визначені три групи провідних петротипів гранітоїдних порід, що характеризують чеську частину території масиву. З них перша і третя представлені гранодіоритами і гранітами відповідно, а друга – гранодіоритами разом з гранітами. В межах ДМ попередньо виділяються два структурних блоки: східний і західний, що представлені відповідними групами провідних петротипів гранітоїдів. У порівнянні з породами БМ, для яких срібло є типоморфним елементом спеціалізації, дійські гранітоїди на цей елемент різко збіднені. Якщо для гранітоїдів БМ точки з молібденовою мінералізацією і навіть окремі рудопрояви цього елемента вже відомі, то для Дійського лише можна сподіватися на відкриття в них (чи генетично пов'язаної з ними) оловоносної мінералізації або незначних рудопроявів олова. Однак, перспективи на виявлення у зв'язку з дійськими гранітоїдами молібденових руд є обмеженими.

6. З'ясовано приналежність практично всіх петротипів гранітоїдів Західної зони БМ до літофільно-халькофільного геохімічного типу. Менш геохімічно диференційованими у порівнянні з ними виявилися гранодіорити Східної зони. Їхній профіль спеціалізації – халькофільно-сидерофільний до сидерофільно-халькофільного.

7. Суттєву роль в еволюції складу гранітоїдів зіграли лужний метасоматоз, процеси контамінації та асиміляції. З петрохімічних особливостей досліджених гранітоїдів варто відмітити факт достатньо широкого діапазону змін хімічного складу порід. При цьому, спостерігається підвищення глинозему та суми заліза для гранодіоритів, а також вмісту лугів для гранітів. Первинна структурно-текстурна основа вивчених порід у багатьох випадках перебудована у результаті інтенсивної тектонічної діяльності – в зонах субдукції–колізії.

8. Результати вивчення фізичних характеристик свідчать про значну міру відмінності Західної зони Брненського масиву від Східної за мінеральною і об'ємною густинами, коефіцієнтом теплопровідності та особливо за величиною загальної радіоактивності. Гранітоїди Дійського масиву за петрофізичними параметрами найбільш близькі до гранітоїдів південної частини Брненського масиву.

9. За результатами зіставлення гранітоїдів Брненського масиву за комплексом петрогеохімічних та петрофізичних ознак з аналогічними за складом (еталонними) утвореннями Західного Забайкалля та Центрального Казахстану була визначена фаціальна приналежність гранітоїдів. Більшість гранітоїдних утворень масиву характеризується ознаками нижньої частини мезоабісальної фації глибинності.

10. Гранітоїди Брненського масиву виявляють тісний просторовий та генетичний зв'язок з утвореннями Метабазитової зони, що відповідним чином відображено у складі порід. В цьому відношенні вони виявляють подібність до гранітоїдів осницького комплексу Українського щита.

11. Гранітоїдні утворення Брненського та Дійського масивів у силу свого структурно-тектонічного положення, в принципі, незважаючи на їхню відмінність у віці, порівнювані з гранітоїдами крайових блоків Українського щита. Таке зіставлення має науковий, методологічний та прямий практичний інтерес, оскільки дозволяє вирішити не тільки дискусійні питання геологічної будови досліджуваних утворень, але й питання металогенії.

12. Проведене нами зіставлення гранітоїдів Брненського масиву та осницького комплексу Українського щита показало близькість геологічної будови, структури земної кори, особливостей складу та фізичних властивостей плутонічних порід Бруновістулікуму та північно-західної частини Українського щита (Осницького та частини Новоград-Волинського і Коростенського блоків Волинського мегаблоку).

13. За результатами порівняльного аналізу з'ясовано, що єдиним з провідних петротипів гранітоїдних порід Брненського масиву, з яким геохімічно корелюють осницькі граніти, є граніти Глина, що представляють його центральну частину. В той же час, з гранодіоритами осницького комплексу виявляють геохімічну спорідненість аналогічні за складом породи південної частини масиву (петротипи Крумловський Ліс, Ведровице, Ольбрамовице).

Підтверджується спорідненість гранітоїдів обох регіонів і в плані однотипної за мінеральним складом рудоносносності. Згідно з їх ідентифікацією за п'ятьма петрохімічними модулями Б.М. Пермякова, переважна більшість досліджених гранітоїдних порід класифікуються як потенційно рудоносні на молібден і меншою мірою на виявлення у зв'язку ними комплексної рідкіснометальної мінералізації. Варто зазначити, що три з восьми досліджених провідних петротипів гранітоїдів осницького комплексу (гранодіорити мухарівський, ясногірський, судилківський) мають ознаки подібності до магматичних асоціацій з золото-поліметалічним зруденінням. Разом з тим, з цією рудовмісною асоціацією не ідентифікується жоден з провідних петротипів Брненського масиву. Якщо взяти до уваги, що гранітоїди БМ і ДМ Чеського мегаблоку, як і осницького комплексу УЩ, за Л. В. Таусоном класифікуються як утворення андезитового та вапняно-лужного рядів, вже цим фактом власне визначається їх потенційна рудоносність, крім молібдену, на золото і поліметали.

14. Породи осницького комплексу як за мінеральним складом, так і за хімізмом цілком зіставні з гранітоїдами Брненського масиву. При цьому, головні риси схожості утворень, що порівнюються, полягають у наступному:

а) добре виражений вплив на склад гранітоїдів процесів контамінації вмісних товщ;

б) спостерігається тісний зв'язок з утвореннями більш основного складу (включаючи вулканіти);

в) простежується загальна тенденція до диференціації плутонічних утворень (поліфазність укорінення інтрузивних тіл супроводжується зниженням глибини закладання магматичного вогнища).

15. Результати зіставлення брненських та осницьких гранітоїдів за фізичними властивостями ще раз підтвердили положення про те, що петрофізичні характеристики є віддзеркаленням, у першу чергу, умов утворення та існування порід, що свідчить про принципову можливість таких зіставлень. Керуючись принципом конвергентності процесів гранітоутворення, можна ставити задачу пошуків потенційно рудоносних об'єктів на різних ділянках земної кори за аналогією з вже відомими родовищами корисних копалин як еталонними. За комплексом петрофізичних параметрів найбільшу міру близькості виявляють осницькі гранодіорити та аналогічні за складом утворення Східної зони Брненського масиву, граніти Коунице та граніти осницькі середньо-крупнозернисті.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных признаков / Н. Н. Амшинский. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. – 200 с.
2. Беранек Б. Связь между скоростным расчленением земной коры и позицией офиолитовой формации Моравского блока / Б. Беранек, Я. Вейсс // Scripta Fac. Sci. Nat., Ujep Brunensis, Geologia. – 1979. – V. 1, № 9/10. – P. 9–16.
3. Беус А. А. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых / А. А. Беус, С. В. Григорян. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
4. Билибин Ю. А. Избранные труды / Ю. А. Билибин. – М.: Изд-во АНСССР, 1959. – Т.2. – 460 с.
5. Богатиков О. А. Петрографические формации и петрохимические серии. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Глава 1 / О. А. Богатиков, В. И. Коваленко, А. А. Цветков. – М.: Наука, 1987. – С. 7–18.
6. Взаимосвязь состава и свойств горных пород (сборник анализов). Вып.1. / Л. А. Чайка, М. И. Крупнов, А. Н. Кузнецов и др. – Л.: Изд-во НИИГА, 1967. – 170 с.
7. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А. П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – №7. – С. 555–571.
8. Геншафт Ю. С. Петрологическая и петромагнитная оценки возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий / Ю. С. Геншафт, Д. Н. Печерский // Геофиз. журн. – 1986. – Т. 8, вып.5. – С. 61–67.
9. Геологический словарь. – М.: Недра, 1973. – Т. 2. – 456 с.
10. Гожик А. П. Фізичні властивості гранітоїдів Інгуло-Інгулецького району Українського щита, та їх використання для палеогеодинамічного аналізу та металогенічного прогнозу: Автореф. дис…. канд. геол-мін.наук / Гожик Андрій Петрович. – Івано-Франківськ, 1994. – 24 с.
11. Горжевский Д. И. Фации глубинных магматических пород и магматических месторождений полезных ископаемых / Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко // Сов. Геология. – 1963. – №8. – 3–16.
12. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимимя, рудоносность / К. Е. Есипчук, В. И. Орса , И. Б. Щербаков и др. – К.: Наук. думка, 1993. – 232 с.
13. Гребенников А. В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики / А. В. Гребенников // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 9. – С. 1356–1373.
14. Другов Г. М. Предварительная обработка геохимических данных методом кластер-анализа / Г. М. Другов, И. К. Карпов, Б. П. Санин // Геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. – 1974. – Т. 1, № 169. – С. 119–123.
15. Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов / Н. З. Евзикова // Минерал. сб. – 1966. – №20, Вып. 3. – С. 352–358.
16. Евзикова Н. З. Эмпирическая зависимость скорости упругих волн от атомного строения минералов / Н. З. Евзикова // Геология и геофизика. – 1972. – №8. – С .94–99.
17. Евзикова Н. З. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования / Н. З Евзикова, Г. В. Ициксон // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Вторая серия. – 1969. – Ч. 98, вып.2. – С. 129–149.
18. Ефремова С. В. Петрохимические методы исследований горных пород: Справочное пособие / С. В. Ефремова, К. Г. Стафеев. – М. Недра, 1985. – 511 с.
19. Журков С. Н. Физические основы прогнозирования механического разрушения / С. Н. Журков, В. С. Куксенко, В. А. Петров // ДАН СССР. – 1981. – Т. 259, вып. 6-с. – С. 1350–1353.
20. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород / А. Н. Заварицкий – [2 изд.]. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950. – 398 с.
21. Звягинцев Л. И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование / Л. И. Звягинцев. – М.: Наука, 1978. – 172 с.
22. Звягинцев Л. И. Образование трещинноватых структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия / Л. И. Звягинцев, И. С. Томашевская, Я. Н. Хамидулин // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1974. – № 3. – С. 83–93.

23. Звягинцев Л. И. Петрофизические свойства гранитоидных пород и их влияние на постмагматическое рудообразование: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / Л. И. Звягинцев. – М., 1983. – 50 с.

24. Звягинцев Л. И. Физические свойства кислых пород различных фаций глубинности / Л. И. Звягинцев // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1977. – № 4. – С. 37–46.

25. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / [Е. В. Скляров и др.]; под ред. Е. В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

26. Ициксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение / Г. В. Ициксон // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Л.: Наука, 1970. – С. 172–194.

27. Классификация и номенклатура магматических горных пород / О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. – М.: Недра, 1981. – 160 с.

28. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Пер. с англ. С. В. Ефремовой. – М.: Недра, 1997. – 248 с.

29. Костенко Н. В. Розчленування гранітоїдних утворень Приазовського мегаблоку Українського щита за результатами петрохімічно-геохімічних досліджень / Н. В. Костенко // Вісн. Київ. ун-ту. Геол. – 2011. – № 53. – С. 24–28.

30. Кудрявцева М. Н. Петрофизические типы пород и закономерности их размещения в структуре Украинского щита / М. Н. Кудрявцева, А. Я. Дьячкова – К.: Наук. думка, 1982. – 160 с.

31. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций / Ю. А. Кузнецов. – М.: Наука, 1964. – 380 с.

32. Кузнецов Ю. А. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава / Ю.А. Кузнецов, А.Ф. Белоусов, Г.В. Поляков // Проблемы петрологии. – М.: Наука, 1976. – С. 36–45.

33. Кузьмин Ю. О. Тектонофизические проблемы современной геодинамики / Ю. О. Кузьмин // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2011. – Т. 2. – С. 19–51.

34. Лабораторные методы петрофизических исследований кернового материала. Учеб. Пособ. в 2-х книгах. Книга 2 / М. К. Иванов, Г. А. Калмыков Г.А., В. С. Белохин, Д. В. Корост, Р. А. Хамидуллин / Из-во Москов. ун-та. – 2008. – 113 с.

35. Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л: Недра, 1979. – Т. 2. – 279 с.

36. Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород / А. А. Маракушев // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. – 1973. – № 8. – С. 3–16.

37. Масайтис В. Л. Парагенезисы магматических формаций и тектонические режимы / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева // Петрология. Труды XXVI сессии МГК. – М.: Наука, 1980. – С. 13–20.

38. Металиди С. В. Сущано-Пержанская зона. Геология, минералогия, рудоносность / С. В. Металиди, С. В. Нечаев. – Киев: Наук. думка, 1982. – 216 с.

39. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том. 1. Металлические полезные ископаемые / А. Д. Гурский, К. Е. Есипчук, В. И. Калинин и др. – Киев – Львов: Изд-во Центр Европы, 2005. – 785 с.

40. Нечаев С. В. Структурно-возрастные соотношения комплексов докембрия Украинского щита и Чешского массива, некоторые геотектонические и металлогенические проблемы / С. В. Нечаев // Геол. журн. – 1981. – Т. 41, № 2. – С. 38–50.

41. Особливості будови Українського щита як складової частини Воронезько-Українського геоблоку / К. І. Свешніков, В. Г. Пащенко, В. А. Колосовська, О. В. Постніков // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2001. – № 1-2. – С. 66–70.

42. О составе и объеме осницкого комплекса (Украинский щит) / О. В. Зинченко, В. Ф. Гринченко, Р. Н. Щербина, А. В. Андреев // Вестн. Киев. ун-та. Сер. Геология. – 1986. – Вып. 5. – С. 11–15.

43. Пермяков Б. Н. Петрохимические типы палеозойских гранитоидов Ильменского антиклинория. Южный Урал. / Б. Н. Пермяков. – Миасс: УРО РАН, 2002. – 258 с.

44. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М. І. Толстой, Ю. Л. Гасанов, Н. В. Костенко та ін. – К.: ВПЦ Київ. ун-т, 2003. – 329 с.

45. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / М. І. Толстой, Н. В. Костенко, В. М. Кадурін та ін. – К.: ВПЦ Київ ун-т, 2008. – 359 с.

46. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / М. И. Толстой, А. В. Чекунов, И. Б. Щербаков и др. – К.: Наук. думка, 1987. – 240 с.

47. Петрофизика: справочник. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / под ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 391 с.

48. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування / М. І. Толстой, Ю. Л. Гасанов, А. П. Гожик, І. В. Соловйов // Зб. наук. праць Геол. ін-ту Київ. ун-ту. – 1995. – № 1. – С. 65–79.

49. Ржаницын В. А. Сравнительная характеристика структуры земной коры северо-западной части Украинского щита и Моравского блока (ЧССР) / В. А. Ржаницын, Е. В. Санин // Вестн. Киев. ун-та. Геология. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1987. – Вып. 14. – С. 7–18.

50. Санин Е. В. О петрофизической классификации гранитоидов Брненского массива / Е. В. Санин, К. А. Лобанов // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохим. и петрофиз. – 1988. – Вып. 15. – С. 81–87.

51. Свєшніков К. І. Області докембрійської тектоно-магматичної активізації фундаменту Східноєвропейської платформи / К. І. Свєшніков, А. О. Сіворонов // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31-32. – С. 18–22.

52. Справочник физических констант горных пород / под ред. С. Кларка мл. – М.: Мир, 1969. – 543 с.

53. Сухорада А. В. Магнетизм гранитоидов и некоторые аспекты его геологической интерпретации: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук / Сухорада Анатолий Васильевич. – Киев, 1972. – 28 с.

54. Сухорада А. В. Петромагнитные особенности и рудные минералы гранитоидов Среднего Приднепровья / А. В. Сухорада, Н. И. Гузий и др. // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохим. и петрофиз. – 1984. – Вып.11. – С. 71–85.

55. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / Л. В. Таусон. – Москва: Наука, 1977. – 280 с.

56. Теплопроводность минералов / Ю. А. Попов, В. В. Березин, Г. А. Соловьев и др. // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1987. – № 3. – С. 83–93.

57. Толстой М. И. Особенности количественного распределения химических элементов и физических характеристик в гранитоидах и их петрогенетическое значение: Дисс. докт. геол-мин. наук / Толстой Михаил Иванович. – Киев, 1970. – 497 с.

58. Толстой М. И. Петрофизическая характеристика геодинамических условий формирования гранитоидных образований / М. И. Толстой, А. П. Гожик // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1989. – №7. – С. 43–49.

59. Толстой М. И. Сравнительная характеристика особенностей вещественного состава и физических свойств гранитоидов Брненского массива (ЧССР) и осницкого комплекса Украинского щита / М. И. Толстой, И В. Соловьев, Е. В. Санин // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1987. – Вып. 14. – С. 38–49.

60. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / под ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1984. – 455 с.

61. Хрусталева Г. К. К вопросу о фациальном расчленении палеовулканических пород по коэффициенту окисления / Г. К. Хрусталева // Вопросы петрохимии. – Л.: ВСЕГЕИ, 1969. – С. 102–105.

62. Чернов В. И. О петрохимическом способе выражения степени региональной альбитизации магматических пород / В. И. Чернов // Вопросы петрохимии. – Л.: ВСЕГЕИ, 1969. – С. 178–180.

63. Штельцл Й. Вклад в познание геологической позиции и развития гранитоидов Брненского массива / Й. Штельцл, Я. Вейсс, Л. Свобода // Scripta Fac. Sci. Nat, Ujep Brunensis, Geologia. – Brno, 1978. – V. 1, № 8. – P. 11–18.

64. Штельцл Й. Некоторые результаты изучения Брунии с точки зрения познания юго-восточной окраины Центрально-Европейской эпиварийской платформы / Й. Штельцл, Я. И. Вейсс // Sripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun. – 1983. – V. 13, № 2. – P. 59–65.

65. Шумлянський Л. В. Петрологія і геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу: автореф. дис. … докт. геол. наук.: 040008 – Петрологія / Шумлянський, Леонід ВладиславовичЛ . В. – К.: ІГМР НАНУ, 2012. – 30 с.

66. Щербак Н. П. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита / Н. П. Щербак, А. Н. Пономаренко // Мин. журн. – 2000. – №2/3. – С. 12–24.

67. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита / И. Б. Щербаков. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

68. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита / Н. П. Щербак, Е. В. Бибикова, В. Н. Скобелев, Д. Н. Щербак // Мин. журн. – 2003. – Т. 25, № 4. – С. 82–92.

69. Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by majors element composition / S. Agrawal // J.Geology. – 1995. – V.103. – P. 529–537.

70. Anderson Don L. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific / L. Don Anderson Publications, http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001.

71. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments / B. Barbarin // Lithos. – 1999. – № 46. – P. 605–626.

72. Batík P. Geologická stavba moravika mezi bítešskou rulou a dyjským masívem / P. Batík // Věst. Ústř. Úst. geol. – 1984. – V. 59, № 6 – P. 321–330. (in Czech).

73. Batik P. The contact between the Variscan and Cadomian blocks in the Svratka Dome (Bohemian Massif, Czech Republic) / P. Batik // Bull. of Geosciences. – 2004. – V. 79, № 4. – P. 243–250.

74. Brněnskŷ Masiv / J. Štelcl, J. Weiss, M. Gregorova, J. Stanek et all. – Brno: University of J. E. Purkyně, 1986. – 255 P. (in Czech).

75. Chappell B. W. Two contrasting granite types / B. W. Chappell, A. J. R. White // Pacif. Geol. – 1974. – V. 8. – P. 173–174.

76. Chappell B. W. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt / B. W. Chappell, A. J. R. White // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 1992. – V. 83. – P. 1–26.

77. Dallmeyer D. R. Ar/Ar mineral age controls on the tectonic evolution of southeastern Bohemian Massif / D. R. Dallmeyer, F. H. Neubawer, M. Urban // Pre-Alpine crust in Austria. Excursion guide. – 1994. – P. 14–22.

78. Dudek A. Geologie a petrografie krystalinika stredomoravskeho blokuvuseku střed / A. Dubek // Geofond, MS. – Praha, 1977. – P. 91–103.

79. Dudek A. K otarce moldanubickeho nasunuti v severni časti dyjske klenby / A. Dudek // Vest. Ustr. Ust., geol. – Praha, 1960. – P. 26.

80. Dudek A. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Brunovistulicum / A. Dudek // Rozpr. Cs. Akad. Ved., R. mat. prir. Ved. – 1980. – № 90. – P. 3–85.

81. Finger F. Arc-type crustal zoning in the Brunovistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late Proterozoic Euro-Gondwana margin / F. Finger, C. Pin // J. Czech. Geol. Soc. – 1997. – № 42. – 53 p.

82. Finger F. A tectonic model for the eastern Variscides indications from a chemical study of amfibolites in the southeastern Bohemian Massif / F. Finger, H. P. Steyrer // Geol. Carpath. – 1995. – № 46. – P. 137–150.

83. Fojt B. Granitoidy / B. Fojt // Akcesoriske mineraly predpokladanych provenient. oblasti autochtonniho paleozoika, mezozoika a paleogenu v podlozi karpatske predhlubne. – Folia PF UIEP. – V. 18, № 11. – P. 1–84.

84. Fuchs G. Zur Entwicklund der Bohemischen Masse / G. Fuchs // Jb. Geol. Bundesanst. – 1976. – V. 119, № 1. – P. 45–61.

85. Geochemical characteristics of collisions-zone magmatism / N. B. W. Harris, J. A. Pearce, A. G. Tindle et all. // Collision Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ. – Reis, A.C. & Coward, M.P. (Eds.), 1984. – № 19. – P. 67–81.

86. Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia and their significance in the evolution of Central Europe / O. Van Breemen, M. Aftalion, D. R. Bowes, A. Dudek, Z. Msar, P. Povondra, S. Vrana // Trans R. Soc. Edinb. Earth Sci. – 1982. – № 75. – P. 89–108.

87. Hanzl P. The Brno massif: a section through the active continental margin or a composed terrane? / P. Hanzl, R. Melichar // Krystallinikum. – 1997. – № 23. – P. 33–58.

88. Hrouda F. Geologicka interpretace aeromagnetickeho mapovani severni casti brnenskeho masivu / F. Hrouda, L. Rejl // Vysledky geologickeho a petrologickeho vyskumu brnenskiho masivu za lita 1971-73. – Brno: 73 MS UJEP, 1974. – P. 113–145.

89. Jelinek E. Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian Massif, Czechoslovakia / E. Jelinek, A. Dudek // Precambr. Res. – 1993. – № 62. – P. 103–125.

90. Kiffer B. A bimodal alkali shield volcano on Skiff Bank: its place in the evolution of the Kerguelen plateau / B. Kiffer, N.T. Arndt, D. Weis // J. Petrol. – 2002. – V. 43. – P. 1254–1286.

91. Leichmann J. The Brno Batholith: an insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif / J. Leichmann, V. Hock // Journal of Geosciences. – 2008. – № 53. – P. 281–305. DOI: 10.3190/jgeosci.037. – www.jgeosci.org

92. Leichmann J. Peraluminous whole-rock chemistry versus peralkaline mineralogy of highly fractionated, garnet-bearing granites from the Brno Batholith / J. Leichmann, M. Novak, P. Sulovsky // Der Deutsh Miner Ges. – 1999. – № 1. – P. 144.

93. Loiselle M. C. Characteristics and origin of anorogenic granites / M. C. Loiselle, D. R. Wones // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. – 1979. – V. 11. – P. 468.

94. Maniar P. D. Tectonic discrimination of granitoids / P. D. Maniar, P. M. Piccoli // Geol. Soc. Am. Bull. – 1989. – V.101. – P. 635–643.

95. Pearce J. A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N. B. W. Harris, A. G. Tindle // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.

96. Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages / G. Friedl, F. Finger, J.-L. Paquette, A. von Quadt, N. J. McNaughton, I. R. Fletcher // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) – 2004. – 93. – P. 802–823.

97. Relics of an early-Panafrican metabasite-metarhyolite in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic / F. Finger, M. Tichomirowa, C. Pin, P. Hanzl // Int. J. Earth Sci. – 2000b. – № 89. – P. 328–335.

98. Relics of a Proterozoic, early-Panafrican back-arc-basin ophiolite in the Brno Massif, eastern Czech Republic / F. Finger, M. Tichomirowa, C. Pin, P. Hanzl, H. P. Steyrer // Acta universitatis Carolinae. – 1998. – № 42/2. – P. 246.

99. Re-Os geochronology of granite-related molibdenite mineralizations from the Bohemian Massif / L. Ackerman, E. Haluzova, J. Pasava, F. Veselovsky, et al. // Goldschmidt 2014: Abstracts. – 2014. – P. 6.

100. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology, and geophysics / S. V. Bogdanova, I. K. Pashkevich, R. Gorbachov, M. I. Orlyuk // Tectonophysics. – 1996. – № 268. – P. 1–21.

101. Sharbert S. The age of the Thaya (Dyie) Pluton / S. Sharbert, P. Batik // Verh. Geol. B.-A. – 1980. – P. 325–331.

102. Štelcl J. Petrologie Brnenskeho masivu a jeho koreljacie z nektremi assintskimi plutonami Evropy / J. Štelcl et al. – Brno, 1980. – 271 p.

103. Štelcl J. Přispěvek k řesěni hlubši geologickě stavbby Brněnskeho masivu s využitim sesmickěho výzkumu pomoci metody Vibroseis / J. Štelcl et al. – 1981. – 65 p.

104. Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name / A. Streckeisen // Earth Science Reviews. Intern. Magazine for Geo-Scientists. – Amsterdam. – 1976. – V. 12. – P. 1–33.

105. The granitoids of the Moravian Zone of north-east Austria – Products of a Cadomian active continental margin? / F. Finger, G. Frasl, V. Höck, H. P. Steyrer // Precambr. Research. – 1989. – № 45. – P. 235–245.

106. The History of the Brunovistulicum: Total-Pb Monazite ages from the Metamorphic Complex / F. Finger, F. Schitter, G. Riegler, E. Krenn // Geolines (Praha). – 1999. – № 8. – P. 22–23.

107. The Zentralgneisse of the Tauern Window (eastern Alps): insight into an intra- Alpine Variscan batholith. In: Raumer von J, Neubauer F (eds) / F. Finger, G. Frasl, B. Haunschmid, H. Lettner, A. Quadt, A. Schermaier, A. O. Schindlmayr, H. P. Steyrer // The Pre-Mesozoic geology in the Alps. – Springer, Berlin Heidelberg New York, 1993. – P. 375–391.

108. Vyuziti magnetickych f radioaktivnich vlastnosti hornin v rudni geofyzice. Etapa: Petrofyzikalni vyzkum brnenskeho masivy / F. Hrouda, F. Janak, P. Ondra, et al. // MS Geofyzika Brno. – 1980. – P. 89–97.

109. Weiss J. Fundament moravskeho bloku ve stavbe evropske platformy / J. Weiss // Folia Univ. Purkyn. Brun., Geol. – 1977. – № 13 – P. 1–65.

110. Whalen J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.

111. White A. J. R. Source of granite magmas / A. J. R. White // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. – 1979. – V. 11. – P. 539.

112. Zen E-AN. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constrains / E-AN Zen // J. Petrol. 1986. – V. 27. – P. 1095–1117.