

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН
України

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН
України

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Заяць Ольга Вікторівна

УДК 550.42:552.311(477.46)

ДИСЕРТАЦІЯ

Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітоїдів Корсунь-
Новомиргородського plutону
04.00.02 – геохімія

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ О.В.Заяць

(підпис)

Науковий керівник

Пономаренко Олександр Миколайович
доктор геологічних наук, професор

Київ – 2017

АНОТАЦІЯ

Заяць О.В. Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського plutону. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.02 «Геохімія». – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України, Київ, 2017.

Русько-Полянський масив розташований у північно-східній частині Корсунь-Новомиргородського plutону. Русько-Полянський масив зацікавив дослідників у 70-х роках ХХ століття. У гранітах південно-східної частини масиву були виявлені високі умісти ніобію, рідкісних земель, виконане визначення віку цих гранітів калій-argonовим методом (1450 – 1320 млн років).

Разом з тим багато питань залишилися не вирішеними. Не визначався у повному об'ємі мікроелементний склад гранітів, не вивчались детально темноколірні мінерали гранітоїдів масиву, не досліджувались граносієніти масиву, не виконувались ізотопно-геохімічні дослідження щодо визначення можливого джерела вихідних магм русько-полянських гранітоїдів. Оскільки гранітоїди масиву були датовані тільки K-Ar методом, виникла необхідність уточнення їхнього віку. Тому метою дослідження було з'ясувати геохімічні особливості гранітоїдів і їх мінералів та визначити час утворення гранітів.

Уперше виявлені основні закономірності розподілу некогерентних елементів в різних типах русько-полянських гранітів. Показано, що від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до найбільш диференційованих дрібно-середньозернистих гранітів збільшується уміст Nb, Y, Ga, Li і зменшується Zr, REE. Середньо-крупнозернистим і порфіроподібним гранітам властиве переважання LREE над HREE. Дрібно-середньозернисті граніти збагачені HREE порівняно з LREE.

За геохімічними ознаками русько-полянські граніти подібні до рідкіснометалевих гранітів кам'яномогильського комплексу Приазовського мегаблоку УЩ. Вони характеризуються більш високими, ніж в гранітах літій-фтористого типу, умістами Zr, Y, REE і нижчим умістом Li. Як і граніти кам'яномогильського комплексу, русько-полянські належать до внутрішньоплитних корових гранітів А-типу.

Підтверджено, що біотити русько-полянських гранітів представлені високозалізистими різновидами. У дрібно-середньозернистих гранітах вони мають сидерофілітовий склад, а в середньо-крупнозернистих і порфіроподібних – аніт-сидерофілітовий.

Уперше вивчено хімічний склад темноколірних мінералів граносієнітів. Показано, що біотити та амфіболи цих порід також мають високу залізистість, що обумовлено високою ступеню диференціації гранітоїдів. За складом біотити граносієнітів наближаються до аніту, а амфіболи представлені роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу. Усі темноколірні мінерали гранітоїдів масиву збагачені хлором.

Уперше U-Pb методом визначено ізотопний вік цирконів з гранітів Русько-Полянського масиву, який складає 1758 ± 3 млн років, що відповідає часу утворення гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського плутону.

Досліжені граніти представлені різноманітними за кольором, текстурою та структурою гранітами. Текстура їх масивна, на окремих ділянках трахітоїдна і директивна. Структура: ксеноморфнозерниста (аплітова), гіпідіоморфнозерниста, порфіроподібна, пойкіло-пегматитова та катахастична. У гранітах широко проявлені автометасоматичні процеси. Вони проявлені з однаковою інтенсивністю по глибині, але в гранітах не зафікована метасоматична зональність. Досліжені два типи гранітів свердловини № 8568. У верхній частині розрізу свердловини превалують мусковіт-біотитові граніти, у більш глибинній – біотитові та амфібол-біотитові граніти. Верхня частина розрізу (гл. 140,0 – 159,0 м) представлена сіро-рожевим дрібно-середньозернистим гранітом. Нижня частина розрізу

свердловини представлена середньо-крупнозернистими й порфіроподібними гранітами. Вони за структурою, текстурою та кольором порід поділені на декілька різновидів: світло-рожевий середньо-крупнозернистий граніт, сіро- рожевий порфіроподібний граніт, сіро-рожевий середньо-крупнозернистий граніт з блакитним кварцом, рожево-сірий порфіроподібний граніт, рожево-сірий середньо-крупнозернистий граніт.

Мінеральний склад гранітів, об'ємні %: мікроклін 40–70, плагіоклаз 10–25, кварц 15–35, біотит 0–7, мусковіт 0–3, амфібол 0–3. Аксесорні мінерали: флюорит, циркон, апатит, ортит.

Граносієніти різних глибин (свердловина № 1) представляють собою темно-сіру середньозернисту породу з рожевими порфіроподібними видовжено-таблитчастими кристалами калієвого польового шпату. Структури їх подібні до структур гранітів. На відміну від гранітів темноколірні мінерали граносієнітів більш ідіоморфні порівняно з салічними мінералами. Граносієнітам також властиві автометасоматичні процеси. Мінеральний склад граносієнітів, об'ємні %: мікроклін – 30 – 60, плагіоклаз – 10 – 20, кварц – 10 – 15, біотит – 5 – 15, рогова обманка – 1 – 5. Аксесорні мінерали: флюорит, циркон, апатит, ортит.

За петрохімічними особливостями русько-полянські граніти подібні до рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Уміст SiO_2 в них варієє у межах 70,07–76,27 %, а $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ становить 7,61–9,91 %. Калій помітно переважає над натрієм ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,5$). Граніти відносяться до калій-натрієвої серії.

Подібно рапаківі, русько-полянські граніти належать до вапнисто-лужних та лужно-вапнистих порід. Вони представлені металюмінієвими та пералюмінієвими різновидами гранітів.

Коефіцієнт зализистості гранітів високий (0,72–0,92), але менший ніж у рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Коефіцієнт окиснення русько-полянських гранітів варієє від 0,10 до 0,77. Найбільш окисненими є сіро-рожеві дрібно-середньозернисті граніти. Окисненість русько-полянських

гранітів вища ніж у плюмазитових рідкіснометалевих гранітів УЩ та салмінських гранітів Балтійського щита.

Порівняно з рапаківі русько-полянські граніти містять менше титану, заліза, марганцю і фосфору. Русько-полянські граніти подібні за петрохімічними характеристиками до інших рідкіснометалевих гранітів УЩ і Салмінського масиву Балтійського щита. Для них характерна висока кремнеземистість, підвищена лужність, низький уміст заліза, магнію, кальцію, титану, марганцю, фосфору.

Від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів різко зменшується відношення K/Rb (від 156 до 64) і, відповідно, збільшується величина відношення Rb/Sr (від 5 до 35). У цьому напрямку в гранітах зменшується уміст Ba (від 669 до 120 ppm) і Sr (від 58 до 29 ppm), відповідно зростає концентрація – Y (від 250 до 395 ppm), Nb (від 96 до 325 ppm) та Li (від 85 до 109 ppm). Найбільш збагачені на Y і Nb дрібно-середньозернисті граніти. Уміст Mo варіє у межах 4–15 ppm, Cu – 26–30 ppm, Be – 26–28 ppm. Для гранітів характерний значно підвищений уміст Th (70–76 ppm) і U (12–28 ppm): Th/U відношення зменшується від 6,2 (у середньо-крупнозернистих гранітах) до 2,7 (у дрібно-середньозернистих).

Порівняно з середнім складом верхньоконтинентальної кори досліжені граніти збагачені такими некогерентними елементами як Rb, Zr, Y, Nb, Ta, REE, (окрім Eu), Hf і Th, та збіднені на Ti, P, Sr. Збідненість їх на Ti, P, Sr обумовлена тривалою кристалізацією з вихідних розплавів відповідно ільменіту, апатиту та плагіоклазу, що призводило до деплетації залишкових розплавів цими елементами.

Уміст рідкісноземельних елементів у русько-полянських гранітах підвищений. Він поступово зменшується від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до найбільш диференційованих дрібно-середньозернистих гранітів. У дрібно-середньозернистих гранітах він варіє в межах 284–522 ppm, а в крупно-середньозернистих і порфіроподібних гранітах – 369–973 ppm. Спектри розподілу REE різняться між собою. Дрібно-середньозернисті

граніти збагачені HREE ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 2,40\text{--}0,69$; $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}} = 0,86\text{--}0,58$). Для них характерна глибока негативна Eu аномалія ($\text{Eu/Eu}^* = 0,05\text{--}0,08$). Середньо-крупнозернистим та порфіроподібним гранітам властивий помірно диференційований розподіл REE ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 14,45\text{--}4,94$), збагаченість LREE, наявність глибокого Eu мінімуму ($\text{Eu/Eu}^* = 0,07\text{--}0,13$). Від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів відбувається поступове зростання вмісту HREE, зменшення LREE і поглиблення європієвого мінімуму. Низький вміст Eu у рідкіснометалевих гранітах пов'язаний з тривалим фракціонуванням плагіоклазу в ході кристалізаційної диференціації розплаву.

Спектри розподілу REE русько-полянських рідкіснометалевих гранітів, інших рідкіснометалевих гранітів УЩ та салмінського граніту БЩ мають спільні риси. Для них характерний чіткий європієвий мінімум. Такий дефіцит Eu властивий всім іншим рідкіснометалевим гранітам. Для русько-полянських дрібно-середньозернистих гранітів, коростенського граніт-порфіру та Li-F граніту Салмінського батоліту властивий "рівноплечовий" розподіл LREE та HREE. Русько-полянські середньо-крупнозернисті й порфіроподібні граніти, пержанські, кам'яномогильські граніти та рапаківі мають схожі спектри розподілу REE. У них переважають легкі лантаноїди над важкими.

Русько-полянські граніти, як рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону та інші рідкіснометалеві граніти належать до гранітів А-типу. Русько-полянські граніти відносять до рідкіснометалевих гранітів Li-F типу. Існують певні труднощі у віднесення русько-полянських рідкіснометалевих гранітів до класичних Li-F гранітів. Відмінною особливістю гранітів Li-F типу є різко пониженні умісті Y, Zr, REE, а концентрація Li в них може змінюватись від 80 до 340 ppm і більше. Русько-полянські граніти відрізняються від них більш високими умістами Y, Zr, REE, і більш низьким умістом Li.

Від коростенського мікроклін-альбітового граніт-порфіру, салмінського Li-F граніту, які пов'язані з рапаківі плутонами, русько-полянські граніти різняться низьким умістом Li та високим – Y, Zr, REE. Концентрація REE в коростенському та салмінському гранітах складає 105 та 58 ppm відповідно, а в русько-полянських гранітах – 284–973 ppm.

За рівнем концентрації Li, Zr, Y, REE русько-полянські граніти наближаються до рідкіснометалевих гранітів кам'яномогильського комплексу, в яких сумарний уміст REE становить 500–1700 ppm. При невисокому вмісту Li, граніти збагачені Zr, Y, REE. Кількість REE в них у 5–10 разів вища за сумму REE в коростенських та салмінських гранітах.

Русько-полянські граніти як і рапаківі належать до внутрішньоплитних гранітів. В апатитах і плагіоклазах із русько-полянських гранітів визначений ізотопний склад стронцію. Отримані значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах виявились вище, ніж для корових гранітів. Вони становлять $0,73799 \pm 0,00006$ (гл. 225,0 – 227,0 м) та $0,77010 \pm 0,00008$ (гл. 239,6 – 242,0 м).

У плагіоклазах величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ відношення складає $0,72829 \pm 0,00005$ (гл. 225,0 – 227,0 м) та $0,72605 \pm 0,00006$ (гл. 239,6 – 242,0 м). Високі значення цього параметру властиві суттєво коровим породам, збагаченим K і Rb. На корове походження русько-полянських гранітів вказує і приналежність їх до гранітів типу A₂.

Утворення Русько-Полянського масиву пов'язують із формуванням Корсунь-Новомиргородського плутону. Для підтвердження такого висновку U-Pb методом продатовані циркони із гранітів Русько-Полянського масиву. Отриманий вік циркону із русько-полянських гранітів, складає 1758 ± 3 млн років. Ці дані підтверджують висновки попередніх дослідників, що формування Русько-Полянського масиву співпадає в часі з утворенням Корсунь-Новомиргородського плутону.

Біотит із русько-полянських гранітів містить високий % FeO. Залізистисть його (0,97–0,99) вища ніж біотитів з рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Біотити дрібно-середньозернистих гранітів є

сидерофілітового складу, слюди середньо-крупнозернистих й порфіроподібних гранітів – аніт-сидерофілітового. Уміст Al_2O_3 в біотитах із дрібно-середньозернистих гранітів становить – 19,68 – 21,80 мас.%, а в біотитах із середньо-крупнозернистих і порфіроподібних гранітів – 14,70–19,97 мас.%.

TiO_2 в біотитах варіє в широких межах від 1,46 до 3,70 мас.%. Найнижчий уміст (< 2 мас.%) зафіковано в біотиті сіро-рожевих дрібно-середньозернистих гранітів (гл. 156,1–158,0 м), найвищий – у біотитах із незмінених рожево-сірих середньо-крупнозернистих гранітів (гл. 225,0–227,0 м).

Для біотиту характерний підвищений уміст Zn – 0,16–0,27 мас.%. Інші елементи-домішки встановлено в таких кількостях: Sr до 0,05 мас.%, Ba до 0,08 мас.%, Zr до 0,06 мас.%, Nb до 0,04 мас.%, Ta до 0,13 мас.%. У більшості досліджених зерен біотиту концентрація Ta вища за Nb , хоча в русько-полянських гранітах Nb переважає над Ta . У біотиті з гранітів Cl (0,24–1,31 мас.%) кількісно переважає над F (до 0,23 мас.%), не дивлячись на те, що в русько-полянських гранітах уміст флюориту становить 1–2 %.

Мікрозондові дослідження біотитів із русько-полянських гранітів показали, що окремі зерна їх неоднорідні за хімічним складом і є зональними. У центральних зонах порівняно з крайовими частинами зерен спостерігається більш високий уміст K_2O і Cl та нижчий – FeO , MgO , Al_2O_3 .

Біотит із граносієнітів є високозалізистий ($f=0,92$ – 0,98). Він за хімічним складом наближається до аніту. Біотит збагачений хлором (у середньому 0,6 мас.%). Від біотитів із гранітів він відрізняється меншим умістом Al_2O_3 (11,71 – 15,77 мас.%) та дещо більшим MgO .

Амфібол із граносієнітів належить до групи кальцієвих амфіболів і представлений роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу. У ній CaO складає 10,59–11,83 мас.%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ – 1,93–3,16 мас.%.

Особливістю амфіболів із граносієнітів є переважання калію ($\text{K}_2\text{O}=1,66$ –2,52 мас. %) над натрієм ($\text{Na}_2\text{O}=0,08$ –1,13 мас.%). Подібно

біотитам із русько-полянських гранітів і граносіенітів, амфіболи з граносіенітів також збагачені залізом і збіднені магнієм.

Амфіболи мають високу залізистисть (0,95–1,00). Уміст TiO_2 в них менше 2,45 мас.%, $Al_2O_3 = 9,00–11,04$ мас.%.

Амфіболи з граносіенітів Русько-Полянського масиву мають високий уміст хлору до 5,09 мас.%.

Плагіоклаз гранітів характеризується основністю, яка змінюється від альбіту до олігоклазу An_{0-22} . Фіксується зменшення основності плагіоклазу від середньо-крупнозернистих, порфіроподібних гранітів до дрібно-середньозернистих гранітів верхньої частини розрізу свердловини. У цьому напрямку в плагіоклазах зменшується вміст Ca та Sr.

Плагіоклази граносіенітів за хімічним складом відповідають олігоклазу та андезину. При цьому гіпідіоморфні та ідіоморфні кристали його представлені андезином An_{36-40} , а ксеноморфні зерна – олігоклазом An_{17-26} . Кристали андезину однорідні за складом. Ксеноморфні зерна олігоклазу часто є зональними. Центральна частина – олігоклаз 22–26 An %, периферійна – 17 An %. Зменшення основності олігоклазу спостерігається на межі олігоклаз–мікроклін. Іноді до 1–15 An %. Ортоклазовий мінал становить в олігоклазах 1–2 %, в андезинах – 1–6 %.

Мікроклін із гранітів містить 94–97 % ортоклазового міналу, альбітової фази – 2,9–5,7 % і менше 0,3 анортитового міналу. У монофракціях мікрокліну виявлене у підвищених кількостях FeO (десяти %). Розподіл титану в мікрокліні корелює із розподілом в породі. Найменший його вміст спостерігається у дрібно-середньозернистих гранітах.

Мікроклін граносіенітів неоднорідний за хімічним складом у межах одного зерна. У невеликій кількості зафіксовані зерна мікроклінів, що представлені калієвим польовим шпатом із високим умістом ортоклазового міналу; чистота калієвої фази таких зерен складає більше 98 %. Найчастіше уміст ортоклазової та альбітової компонент варіює і кристали мікрокліну

мають хімічний склад $\text{Or}_{85-91}\text{Ab}_{9-15}\text{An}_{0-2}$. Варіації умісту альбітового міналу пов'язані із нерівномірною насиченістю мікроперититами альбіту.

Методом ЕПР досліджено мікроклінові, плагіокласові та альбітові монофракції, виділені з граніту. У перших двох ідентифіковано структурні домішки Fe^{3+} високого ступеню упорядкованості, чим вони різняться від мікрокліну з рапаківі. У всіх трьох монофракціях зафіксована наявність неструктурних домішок Fe^{3+} та Mn^{2+} .

Акцесорні мінерали в русько-полянських рідкіснометалевих гранітах представлені флюоритом, цирконом, фтор-апатитом, ксенотитом, колумбітом, гадолінітом, ураноторитом, ільменітом, гематитом, мінералами групи ільменорутила-стрюверита, монацитом, синхізитом, бастнезитом, флюоцеритом, ітропаризитом, фероколумбітом, бритолітом, анатазом, псевдорутилом.

Флюорит утворює округлі безбарвні та забарвлені у фіолетовий колір кристали, також він розвивається по тріщинам порід. У дрібно-середньозернистих гранітах він збагачений Y (десяті %).

Циркон гранітів представлений різними за формою та забарвленням кристалами: безколірними, забарвленими у рожевий колір. Вони набувають рожевого кольору завдяки пилуватим буровато-червоним включенням у кристалах окислів заліза. Спостерігаються циркони із значною неоднорідністю будови. Вона обумовлена концентричною ростовою зональністю кристалів та різноманітними домішками, присутністю в цирконах ядер.

Ільменіт представлений залізистим та марганцевистим різновидом. Марганцевий ільменіт уміщує невелику кількість Nb_2O_5 (до 3,21 %). Для його зерен характерна зональність – спостерігаються ділянки кристалів, що збагачені ZnO (до 9,10 %).

Результати роботи використані у рамках наукової теми ІГМР НАНУ: «Геохімія рідкісноземельних елементів в цирконах та монацитах із гранітоїдів Українського щита (за даними ICP-MS)» (№ ДР 0113U003380).

Отримані результати знайшли практичне застосування при проведенні ПДРГП «Північгеологія» геологічного довивчення площі М-36-ХХ і складанні комплекту державних геологічних карт масштабу 1:200 000. Результати досліджень можуть бути використані також науковими та виробничими організаціями, що займаються оцінкою перспектив рідкіснометалевої рудоносності Українського щита та інших регіонів.

Ключові слова: Корсунь-Новомиргородський pluton, Русько-Полянський масив, рідкіснометалеві гранітоїди, геохімія, рідкісні елементи, рідкісноземельні елементи.

ABSTRACT

Zaiats O.V Geochemistry of Ruska-Polyana rare-metal granitoids of the Korsun-Novomyrgorod pluton. – Qualification scientific work on the rights of the manuscript.

Dissertation for the candidate's degree of geological sciences (Ph.D.) by speciality 04.00.02 «Geochemistry». – M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Science of Ukraine, Kyiv, 2017.

Ruska-Polyana massif is located in the north-eastern part of Korsun-Novomyrhorod pluton. The researchers were interested in the Ruska-Polyana massif in the 70s of the 20th century. In the south-eastern part of the granite massif were found high content of niobium, rare earths, performed to determine the age of granite K-Ar method (1450 – 1320 Ma).

However, many questions have yet been unresolved. Not defined in full trace element composition of granites, have not been studied in detail feric minerals of granitoids, not investigated granosyenites array is not performed isotopic and geochemical studies to determine the possible source of initial magmas of Ruska-Polyana granitoids. Granitoids of massif were dated by the K-Ar method, so it became necessary to clarify their age. Therefore, the purpose of the study was to find out the geochemical features of granitoids, their minerals and determine the age of their formation.

For the first time, identified patterns of distribution of incoherent elements in different types of Ruska-Polyana granites. It was shown, from medium-coarse-grained and porphyaceous granites to the most differentiated fine-medium-grained granite content increases Nb, Y, Ga, Li and decreases Zr, REE. Medium-coarse-grained and porphyaceous granites characterized by a predominance of LREE over HREE. Fine-medium-grained granites are enriched in HREE compared with LREE.

Ruska-Polyana granites are similar to the granites of Kamyani Mogily complex of Azov region by geochemical features. They are characterized by higher content Zr, Y, REE and lower content of Li compared with granites Li-F type. Ruska Polyana granites belong to within-plate A-type ones, as well as granites of the Kamyani Mogily complex. They are crust granites. It was confirmed that the biotites of Ruska-Polyana granites are high-iron. Fine-medium-grained granites have a siderophyllite composition, but medium-coarse-grained and porphyraceous granites have an anit-siderophylite composition. The chemical composition of biotites and amphiboles from granosyenites was studied for the first time. It is shown that biotites and amphiboles of these rocks also have high-iron content. This is due to the high degree of differentiation of granitoids. According to the chemical composition, the biotites of granosyenites approach the annite. Amphiboles are represented by hornblende hastingsite and ferohermacite composition. All femic minerals are rich in chlorine.

U-Pb method was used to determine the isotope age of zircon from granite for the first time. It is 1758 ± 3 million years, which corresponds to the formation time of granitoids of Korsun-Novomirgorod pluton.

The studied granites are diverse in color, structure and texture. Their structure is massive, in some areas trachytoid and directive. There are xenomorphic granular (aplitic), hypidiomorphic granular, porphyraceous, poikilo-pegmatitic and cataclastic texture. Autometasomatic processes are widespread in granites. They are manifested with the same intensity in depth. Metasomatic zoning in granites was not recorded. Two types of granites of borehole № 8568 are investigated. Muscovite-biotite granites prevail in the upper part of the borehole section, biotite and amphibole-biotite granites in the deeper part of the one. The upper part of the borehole section (depth interval 140.0 – 159.0 m) is represented by gray-pink fine-medium-grained granite. The lower part of the borehole section is represented by medium-coarse-grained and porphyraceous granites. They are divided into several varieties in texture, texture and color. There are light pink medium-coarse-grained granite, gray-pink porphyraceous granite, gray-pink medium-coarse-grained

granite with blue quartz, pink-gray porphyaceous granite, pink-gray medium-coarse-grained granite. The mineral composition of granites, %: microcline 40–70, plagioclase 10–25, quartz 15–35, biotite 0–7, muscovite 0–3, amphibole 0–3. Accessory minerals: fluorite, zircon, apatite, allanite.

Granosyenites of different depths (borehole № 1) are a medium-dark gray rock with pink elongated-prismatic crystals of feldspar. Their structures are similar to granite structures. In contrast to granites, femic minerals of granosyenites are more idiomorphic compared to salic minerals. Granosyenites are also characterized by autometasomatic processes. Minerals of granosyenites, %: microcline – 30–60, plagioclase – 10–20, quartz – 10–15, biotite – 5–15, hornblende – 1–5. The accessory minerals are fluorite, zircon, apatite, allanite. The Ruska-Polyana granites are similar to the rapakivi of Korsun-Novomirgorod pluton by petrochemical features. The SiO_2 content varies within the limits of 70.07–76.27 wt. % in granites, and $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ is 7.61–9.91 wt. %. Potassium predominates over sodium ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1.5$). Granites belong to the potassium-sodium series. They and the rapakivi of the pluton are calc-alkalic and alkali-calcic rocks. They are metaluminous and peraluminous varieties of granites.

They are high-iron rocks (0.72–0.92), but their iron is less than in rapakivi of Korsun-Novomyrgorod pluton. The oxidation coefficient of the Ruska-Polyana granites varies from 0.10 to 0.77. The most oxidized is gray-pink fine-medium grained granites. The oxidation of Ruska-Polyana granites is higher than in the plumasite rare-metal granites of the Ukrainian Shield and the Salma granites of the Baltic Shield.

The Ruska-Polyana granites contain less titanium, iron, manganese and phosphorus than rapakivi. Ruska-Polyana granites are similar in petrochemical characteristics to other rare-metal granites of the Ukrainian Shield and the Salmi massif of the Baltic Shield. They are characterized by high silica, increased alkalinity, low iron, magnesium, calcium, titanium, manganese, phosphorus content.

From medium-coarse-grained and porphyraceous granites to fine-medium grained granites, the ratio K/Rb (from 156 to 64) sharply decreases and, accordingly, the Rb/Sr ratio increases (from 5 to 35). In this direction, the content of Ba (from 669 to 120 ppm) and Sr (from 58 to 29 ppm) in the granites decreases, respectively, the concentration of Y (from 250 to 395 ppm), Nb (from 96 to 325 ppm) and Li (from 85 up to 109 ppm) increases. Fine-medium-grained granites are most enriched in Y and Nb. Mo content varies between 4–15 ppm, Cu – 26–30 ppm, Be – 26–28 ppm. The granites are characterized by a considerably higher Th (70–76 ppm) and U (12–28 ppm): Th/U ratio decreases from 6.2 (medium coarse-grained granites) to 2.7 (fine-medium-grained).

The investigated granites are enriched in such incoherent elements as Rb, Zr, Y, Nb, Ta, REE (except for Eu), Hf, Th and depleted in Ti, P, Sr compared to the upper continental crust. The depletion of their Ti, P and Sr is due to prolonged crystallization from the initial melts, respectively, of ilmenite, apatite and plagioclase. This led to the depletion of residual melts by these elements.

The content of rare-earth elements in the Ruska-Polyana granites is increased. It decreases from medium-coarse-grained and porphyraceous granites to the most differentiated fine-medium-grained granites. The content of rare-earth elements varies in the range 284–522 ppm in fine-medium-grained granites, and in coarse-medium-grained and porphyraceous granites – 369–973 ppm. The REE distribution spectra are different. Fine-medium-grained granites are enriched in HREE ($(\text{La/Yb})_{\text{N}}=2.40-0.69$, $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}}=0.86-0.58$). They are characterized by a deep negative Eu anomaly ($\text{Eu/Eu}^*=0.05-0.08$). The medium-coarse-grained and porphyraceous granites are characterized by a moderately differentiated distribution of REE ($(\text{La/Yb})_{\text{N}}= 14.45-4.94$). They are enriched in the LREE and have a deep Eu minimum ($\text{Eu/Eu}^*=0.07-0.13$). From medium-coarse-grained and porphyraceous to fine-medium grained granites, gradual increase of HREE content, a decrease in LREE and a deepening of the Eu minimum occur. The low content of Eu in rare-metal granites is associated with prolonged fractionation of the plagioclase during the crystallization differentiation of the melt.

The REE distribution spectra of the Ruska-Polyana rare-metal granites, other rare metal granites of the Ukrainian Shield and the Salmi granites of the Baltic Shield have common features. They are characterized by a clear Eu minimum. Such a deficit of Eu is characteristic of all other rare-metal granites. The fine-medium-grained granites, Korosten granite-porphyry and Li-F granite of the Salmi batholith are characterized by an "equilateral" distribution of the LREE and HREE. Ruska-Polyana medium-coarse-grained granites and porphyaceous granites, Perga, Kamyani Mogly granites and rapakivi have similar REE distribution spectra. They are dominated by LREE over HREE.

Ruska-Polyana granites, other rare-metal granites and rapakivi of the Korsun-Novomirgorod Pluton belong to A-type granites. The researchers attribute Ruska-Polyana granites to rare-metal granites of the Li-F type. There are some difficulties to classify them as Li-F granites. A distinctive feature of granites of the Li-F type is the sharply reduced Y, Zr, REE, and the concentration of Li in them can vary from 80 to 340 ppm or more. The Ruska-Polyana granites are different from Li-F granites in a higher content of Y, Zr, REE, and lower Li.

From the Korosten microcline-albite granite-porphyry, the Salmi Li-F granite, which are associated with the rapakivi of plutons, the Ruska-Polyana granites have a low Li content and high Y, Zr, REE. The concentration of REE in Korosten and Salmi granites is 105 and 58 ppm, respectively, and in the Ruska-Polyana granites – 284–973 ppm.

The concentration level of Li, Zr, Y, REE in Ruska-Polyana granites approaches the rare-metal granites of the Kamyani Mogly complex. The content of rare-earth elements in granites of complex is 500–1700 ppm. Granites are enriched in Zr, Y, REE and are characterized by a low content of Li. The amount of REE in the investigated granites is 5–10 times higher than the sum of REE in Korosten and Salmi granites.

Ruska-Polyana granites, like rapakivi, refer to within-plate granites. The isotope composition of strontium was determined in apatites and plagioclases of granites. The obtained $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in apatites were higher than for crust

granites. They are 0.73799 ± 0.00006 (225.0–227.0 m) and 0.77010 ± 0.00008 (239.6–242.0 m).

In plagioclases, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value is 0.72829 ± 0.00005 (225.0–227.0 m) and 0.72605 ± 0.00006 (239.6–242.0 m). High values of this parameter are characteristic of crustal rocks enriched in K and Rb. The crustal origin of the Ruska-Polyana granites is indicated by their belonging to granites of the A₂ type.

Researchers associate the formation of the development of the Ruska-Polyana massif with the formation of the Korsun-Novomirgorod pluton. Granite's zircons of the Ruska-Polyana massif were dated by the U-Pb method to confirm this conclusion. U-Pb isotopic age measured by zircons is 1758 ± 3 Ma. These data confirm the conclusions of previous researchers that the formation of the Ruska-Polyana massif coincides with the formation of the Korsun-Novomirgorod pluton.

Biotite from the Ruska-Polyana granites contains high percentage of FeO. Its iron content is higher (0.97–0.99) than in biotite from rapakivi of Korsun-Novomirgorod pluton. Biotite of fine-medium-grained granites has a siderophyllite composition, but micas of medium-coarse-grained and porphyraceous granites have annite-siderophyllite compositions. The content of Al₂O₃ in biotite from fine-medium-grained granites is 19.68–21.80 wt. %, and in biotite from medium-coarse-grained and porphyraceous granites – 14.70–19.97 wt. %.

TiO₂ in biotite varies widely from 1.46 to 3.70 wt. %. Its lowest content (< 2 wt. %) is recorded in biotite from gray-pink fine-medium-grained granites (156.1–158.0 m), and the highest is in biotite from pink-gray medium-coarse granites (225.0–227.0 m).

Biotite is characterized by an elevated Zn content of 0.16–0.27 wt. %. Other elements are set in the following amounts: Sr up to 0.05 wt. %, Ba up to 0.08 wt. %, Zr to 0.06 wt. %, Nb to 0.04 wt. %, Ta to 0.13 wt. %. In most biotite grains, the concentration of Ta is higher than Nb, although in the granites Nb prevails over Ta. In biotites from granites, Cl (0.24–1.31 wt. %) predominates quantitatively over F (up to 0.23 wt. %), although the content of fluorite in Ruska-Polyana granites is 1–2 %.

Individual grains of biotite are heterogeneous in chemical composition and have zonality. In the central zones, compared with the edge parts of the grains, a higher content of K₂O and Cl and lower is observed FeO, MgO, Al₂O₃.

Biotite from granosyenites is high-iron mineral (0.92–0.98). It is close in chemical composition to annite. Biotite is enriched in Cl (an average of 0.6 wt. %). It differs from biotite from granites with a smaller content of Al₂O₃ (11.71–15.77 wt. %) and somewhat larger MgO.

Amphibole from granosyenites belongs to a group of calcium amphiboles. It is represented by hornblende hastingsite and ferohermacite composition. In it, CaO is 10.59–11.83 wt. %, K₂O+Na₂O – 1.93–3.16 wt. %.

A feature of amphiboles from granosyenites is the predominance of potassium (K₂O = 1.66–2.52 wt. %) over sodium (Na₂O = 0.08–1.13 wt. %). Like biotites from Ruska-Polyana granites and granosyenites, amphiboles from granosyenites are also enriched in iron and depleted in magnesium.

Amphiboles are high-iron mineral (0.95–1.00). The content of TiO₂ in them is less than 2.45 wt. %, Al₂O₃ = 9.00–11.04 wt. %.

Amphiboles from granosyenites of the Ruska-Polyana Massif have high chlorine content up to 5.09 wt. %.

Plagioclase from granites is characterized by basicity, which varies from albite to oligoclase An_{0–22}. The decrease in the basicity of the plagioclase from medium-coarse-grained, porphyry granites to fine-medium grained granites of the upper part of the borehole section is fixed. In this direction, the content of Ca and Sr decreases in plagioclases.

Plagioclases from granosyenites correspond to oligoclase and andesine in chemical composition. Hypidiomorphic and idiomorphic crystals of it are represented by andesine An_{36–40}, and xenomorphic grains – oligoclase An_{17–26}. Crystals of andesine are uniform in composition. Xenomorphic grains of oligoclase are often zonal. The central part is oligoclase 22–26 An %, peripheral – 17 An %. A decrease in the basicity of the oligoclase is observed at the oligoclase-microcline boundary. Sometimes to 1–15 An %. The orthoclase minal makes up 1–2 % in

oligoclases, in the andesine – 1–6 %. Microcline from granites contains 94–97 % of orthoclase minal, albite phase – 2.9–5.7 % and less than 0.3 anorthite minal. In microcline microfraction is found in increased amounts of FeO ($n \cdot 10^{-1}$ wt.%). The distribution of titanium in the microcline correlates with its distribution in the rock. The smallest content is observed in fine-medium-grained granites.

Granosyenite from microclines are heterogeneous in chemical composition within a single grain. Microcline grains are recorded in small amounts, which are represented by potassium feldspar with a high content of orthoclase minal. The purity of the potassium phase of such grains is more than 98 %. Most often the content of the orthoclase and albite component varies and microcline crystals have the chemical composition $Or_{85-91}Ab_{9-15}An_{0-2}$. Variations in the content of the albite minal are associated with the uneven saturation of albite micropertites. Microcline, plagioclase and albite monofractions, which are separated from granite, were studied by electron paramagnetic resonance. In the first two, structural impurities of Fe^{3+} are identified with a high degree of ordering than they differ from the microcline of the rapakivi. In all three monofractions, the presence of non-structural impurities of Fe^{3+} and Mn^{2+} was detected. The accessory minerals in granites are represented by fluorite, zircon, fluorine-apatite, xenotime, gadolinite, uranothorite, ilmenite, hematite, minerals of the ilmenorutile-struverite group, monazite, synchisite, bastnesite, fluocerite, itroparisite, ferocolumbite, britolite, anatase, pseudo-rutile.

Fluorite forms round, colorless and violet-colored crystals. It also develops along the fissures of rocks. Fluorite is enriched in Y ($n \cdot 10^{-1}$ wt.%) in fine-medium-grained granites.

Zircon of granites is represented by crystals of different shapes and colors. There are colorless, dyed crystals. They acquire a pink color due to the dusty brownish-red inclusions in crystals of iron oxides. There are zircons with a significant heterogeneity in the structure. It is due to the concentric growth zoning of crystals and various inclusions, the presence of nuclei in zircon.

Ilmenite is represented by a ferruginous and manganese variety. Manganese ilmenite contains a small amount of Nb_2O_5 (up to 3.21 %). Its grains are characterized by zoning. Areas of crystals that are enriched in ZnO (up to 9.10 %) are observed.

The results used in the research theme of the M.P.Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation: «Geochemistry of rare earth elements in zircon and monazite from granitoids of the Ukrainian Shield (according to ICP-MS)» (№ GR 0113U003380). The results find practical applications in conducting geological exploration area M-36-XX and they have been used in the preparation of a set of state geological maps of scale 1:200,000 by Northern state regional geological enterprise "Pivnichgeologiya". The research results can be used by scientific and industrial organizations engaged in assessing the prospects of the Ukrainian Shield rare-ore and other regions.

Key words: Korsun-Novomirgorod pluton, Ruska-Polyana massif, rare-metal granitoids, geochemistry, rare elements, rare earth elements.

- Бондаренко, С.М.; Заяць, О.В.; Грінченко, О. В.; Флоре, Б. А.; Мікуш, Т. Рудно-Мінералогічні Особливості Русько-Полянських Гранітів. Гранитоиды: Условия Формирования и Рудоносность, Тези Доповідей Наукової Конференції, Київ, Україна, Май 27 – Іюнь 1, 2013; Київ, 2013; с 24.
- Заяць, О.В. Геохимические Особенности Русско-Полянских Редкометальных Гранитов Украинского Щита. Актуальные Проблемы Геологии Докембria, Геофизики и Геоэкологии, Матеріали XV Молодіжної Наукової Конференції, Присвяченій 100-річчю К.О. Кратца, Санкт Петербург, Россия, октябрь 13–15, 2014; Санкт Петербург, 2014; с 78–82.
- Заяць, О.В; Лариков, А.Л. Метасоматические Проявления в Гранитах Русскополянского массива. Теоретичні Питання і Практика Дослідження Метасоматичних Порід і Руд (до 70-річчя Віктора Степановича Монахова), Тези Доповідей Наукової Конференції, Київ, Україна, березень 14–16, 2012; Київ, 2012; с 32–33.
- Заяць, О.В. Аксесорна Мінералізація Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітів Українського Щита. Мінералогічний Збірник 2012, 62 (2), с 182–188.
- Заяць, О.В. Геохімія Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітів Корсунь-Новомиргородського Плутону (Інгульський Мегаблок УЩ). Мінералогічний Журнал 2015, 37 (3), с 67–77.
- Заяць, О.В. Породотвірні Мінерали Граносієнітів Рідкіснометалевої Частини Русько-Полянського Масиву Корсунь-Новомиргородського Плутону (Інгульський мегаблок Українського Щита). Розвиток Промисловості та Суспільства, Матеріали Міжнародної Науково-Технічної Конференції, Кривий Ріг, Україна, Травень 25–27, 2016; Криворізький Національний Університет: Кривий Ріг, 2016; с 121–123.
- Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л. Уран-Свинцевий Вік Цирконів Русько-Полянських та Кіровоградських Гранітів Інгульського Мегаблоку. Геохронология и Геодинамика Раннего Докембria (3,6–1,6 млрд Лет) Евразийского Континента, Збірник Тез Міжнародної Наукової Конференції, Присвяченій

90-річчю Академіка НАН України М.П.Щербака, Компринт: Київ, Україна, Сентябрь 16–17, 2014; Ізд-во: Київ, 2014; с 53–54.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л. Петрологія Рідкіснометалевих Гранітів Русько-Полянського Масиву Корсунь-Новомиргородського Плутону (Український Щит). Геохронологія та Рудоносність Докембрію та Фанерозою, Присвячена 110-Річчю від Дня Народження М.П.Семененка, Тези Наукової Конференції з Міжнародною участю, Київ, Україна, Листопад 17–18, 2015; Київ, 2015; с 78–82.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л.; Соболєв, В.Б.; Кушнір, С.В.; Вишневський, О.А.; Сьомка, Л.В. Біотити Рідкіснометалевих Гранітів Русько-Полянського Масиву (Інгульський мегаблок УЩ). Геохімія та Рудоутворення 2016, 37, с 15–21.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л.; Сьомка, Л.В.; Кошелєв, О.В. Геохімічні Особливості й Типізація Рідкіснометалевих Русько-Полянських Гранітів Корсунь-Новомиргородського Комплексу. Мінеральні ресурси України 2012, 4, с 18–22.

Михальченко, І.І.; Заяць, О.В.; Андреєв, О.В. Уран і торій у Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітах (Корсунь-Новомиргородський Плутон, Український Щит). Геохімія та Рудоутворення 2016, 36, с 35–46.

Пономаренко, А.Н.; Безвинный, В.П.; Заяц, О.В. Типоморфные Особенности Русскополянских Цирконов как Индикатор Их Генезиса. Стратиграфия, Геохронология и Корреляция Конференции Породных Комплексов Фундамента Восточно-Европейской Платформы, Тези Доповідей Міжнародної Научно-Практическої Конференції, Київ, Україна, Май 31 – Іюнь 4, 2010; Київ, 2010; с 185–187.

Пономаренко, О.М.; Заяць, О.В.; Безвинний, В.П.; Довбуш, Т.І. Особливості Речовинного Складу та Ізотопний вік Русскополянських Рідкіснометалевих Гранітів Українського Щита. Геохімія та Рудоутворення 2011, 30, с 18–26.

ЗМІСТ

ВСТУП	26	
РОЗДІЛ 1 СУЧАСНИЙ СТАН ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ		
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ГРАНІТОЇДІВ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ.....		32
1.1. Термінологія, класифікація та генезис рідкіснометалевих гранітоїдів.	33	
1.2. Рідкіснометалеві гранітоїди Українського щита.....	39	
1.2.1. Рідкіснометалеві гранітоїди Інгульського району.....	41	
1.2.2. Рідкіснометалеві гранітоїди Волинського мегаблоку	45	
1.2.2.1. Пержанський комплекс.....	45	
1.2.2.2. Коростенський комплекс	46	
1.2.3. Рідкіснометалеві гранітоїди Приазовського мегаблоку	48	
1.3. Рідкіснометалеві гранітоїди Салмінського масиву Балтійського щита	48	
Висновки	50	
РОЗДІЛ 2 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	51	
Висновки	57	
РОЗДІЛ 3 ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПІВНІЧНО-СХІДНОЇ		
ЧАСТИНИ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ		58
3.1. Загальні риси геологічної будови Корсунь-Новомиргородського		
плутону.....	58	
3.2. Геологічна характеристика північно-східної частини Корсунь-		
Новомиргородського плутону	61	
3.3. Рідкіснометалеві граніти Русько-Полянського масиву	65	
Висновки	68	
РОЗДІЛ 4 ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО-		
ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ		69
4.1. Граніти	69	
4.2. Граносієніти	85	

	24
Висновки	89
РОЗДІЛ 5 ПЕТРОХІМІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО-ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ	90
5.1. Петрохімія	90
5.2. Геохімія	97
5.2.1. Елементи-домішки	97
5.2.2. Ізотопний склад стронцію мінералів	109
5.2.3. Геохронологія	111
Висновки	113
РОЗДІЛ 6 ПОРОДОТВІРНІ ТА АКЦЕСОРНІ МІНЕРАЛИ ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО-ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ	115
6.1. Хімічний склад темноколірних мінералів гранітоїдів Русько-Полянського масиву	115
6.1.1. Біотит	116
6.1.2. Амфібол	123
6.2. Хімічний склад польових шпатів гранітоїдів Русько-Полянського масиву	126
6.2.1. Плагіоклаз	126
6.2.2. Мікроклін	127
6.3. Дослідження польових шпатів методом ЕПР	129
6.4. Акцесорні мінерали	129
Висновки	137
ВИСНОВКИ	139
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	140
ДОДАТКИ	160

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- ІГМР – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім.
 М.П.Семененка НАН України
- УЩ – Український щит
 БЩ – Балтійський щит
 КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон
 РПМ – Русько-Полянський масив
 REE – рідкісноземельні елементи
 LREE – рідкісноземельні елементи легкої підгрупи (церієвої)
 HREE – рідкісноземельні елементи важкої підгрупи (ітрієвої)

Символи мінералів:

Ab – альбіт	Fl – флюорит
An – анортит	Hbl – рогова обманка
Ap – апатит	Mi – мікроклін
Bt – біотит	Pl – плагіоклаз
Chl – хлорит	Qu – кварц

Петрохімічні коефіцієнти:

- FeO_{tot} – сумарне залізо
 al' = Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO) – глиноземистість гранітоїдів, у масових %
 ASI = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) – індекс насыщеності глиноземом, у мол.частках

F = FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) – залізистість гранітоїдів, у мол.частках

f = Fe/(Fe+Mg) – залізистість мінералів, у формульних одиницях

F_o = Fe₂O₃/FeO+Fe₂O₃ – коефіцієнт окиснення гранітоїдів, у масових %

ВСТУП

Актуальність теми. Рідкісні метали широко використовуються в багатьох галузях науки та техніки. Одними із їх концентраторів традиційно вважаються рідкіснометалеві гранітоїди і це зумовлює необхідність пошуків та вивчення останніх. На Українському щиті (УЩ) рідкіснометалеві гранітоїди відомі в межах Волинського, Приазовського та Інгульського мегаблоків. Інtrузивні тіла рідкіснометалевих гранітоїдів у двох перших блоках вже порівняно добре вивчені, тоді як таким гранітоїдам із Інгульського мегаблоку приділялось мало уваги. Це стосується зокрема рідкіснометалевих гранітоїдів Русько-Полянського масиву.

У різний час його вивчали М.Ф.Піддубний, О.І.Воробей, Є.М.Шеремет, Б.С.Панов, Г.Д.Коломиєць, М.М.Циба, В.П.Безвінний, Т.О.Рокачук, Ю.В.Гейко, М.П.Орлова, В.І.Філоненко, С.М.Бондаренко, А.Д.Лукіних та інші. Цінні дані щодо гранітоїдів Русько-Полянського масиву отримано геологами Черкаської експедиції, значна частина яких залишається неопублікованою. окремі відомості про геохімічні особливості гранітоїдів Русько-Полянського масиву містяться у звітах (Н.Ф.Поддубный и др., 1978; А.И.Воробей и др., 1984) і роботах (Е.М.Шеремет и др., 1989; Е.М.Шеремет и др., 2014; И.Б.Щербаков, 2005; М.М.Циба та ін., 2012).

Русько-Полянський масив зацікавив дослідників у 70-х роках ХХ століття. У гранітах масиву були виявлені високі умісти ніобію, рідкісних земель, виконане визначення віку цих гранітів калій-argonовим методом (1450–1320 млн років).

Разом з тим багато питань залишилися невирішеними. Не визначався у повному об'ємі мікроелементний склад гранітів, не вивчались детально темноколірні мінерали гранітоїдів масиву, взагалі не досліджувались граносієніти масиву, не виконувались ізотопно-геохімічні дослідження щодо визначення можливого джерела вихідних магм русько-полянських

гранітоїдів. Оскільки русько-полянські гранітоїди були датовані тільки калій-argonовим методом, виникла необхідність уточнення їхнього віку.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дисертаційна робота виконана у рамках двох наукових тем ІГМР НАНУ: «Хроностратиграфія та геодинаміка мегаблоків Українського щита» (№ ДР 0112U006807) та «Геохімія рідкісноземельних елементів в цирконах та монацитах із гранітоїдів Українського щита (за даними ICP-MS)» (№ ДР 0113U003380).

Об'єкт дослідження – русько-полянські рідкіснометалеві гранітоїди Інгульського мегаблоку УЩ.

Предмет дослідження – хімічний склад гранітоїдів та їх мінералів.

Мета дослідження – з'ясувати геохімічні особливості гранітоїдів і їх мінералів та визначити час утворення гранітів.

Завдання дослідження:

1. Виявити структурно-текстурні особливості русько-полянських гранітів, їх мінерального та хімічного складу;
2. Вивчити закономірності розподілу елементів-домішок у гранітах масиву;
3. Визначити геохімічну спеціалізацію гранітів;
4. Провести порівняння за геохімічними особливостями рідкіснометалевих гранітів Русько-Полянського масиву з гранітами рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону, рідкіснометалевими гранітами інших районів УЩ, Салмінського батоліту Балтійського щита.
5. Визначити час формування гранітів масиву.

Обґрунтованість і достовірність наукових положень, висновків і рекомендацій забезпечується значною кількістю проаналізованих зразків кернового матеріалу, результатами сучасних аналітичних визначень, опублікованими літературними даними щодо хімічного складу порід та мінералів.

Методи дослідження:

1. Польові дослідження – опис кернового матеріалу свердловин та відбір проб і зразків для лабораторних досліджень;
2. Петрографо-мінералогічні – дослідження текстурно-структурних особливостей і мінерального складу порід у шліфах; рентгено-фазовий, ЕПР
3. Геохімічні:
 - a) дослідження хімічного складу петрогенних компонентів силікатним аналізом, елементів-домішок енергодисперсійним рентген-флуоресцентним (XRF) аналізом та методом ICP MS;
 - b) мікрозондові дослідження хімічного складу мінералів;
 - c) ізотопно-геохімічні: (класичний уран-свинцевий ізотопний метод датування та рубідій-стронцієвий ізотопний метод – визначення первинного ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах і плагіоклазах).

Наукова новизна отриманих результатів

1. Уперше виявлені основні закономірності розподілу некогерентних елементів в різних типах русько-полянських гранітів. Показано, що від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до найбільш диференційованих дрібно-середньозернистих гранітів збільшується уміст Nb, Y, Ga, Li і зменшується Zr, REE. Середньо-крупнозернистим і порфіроподібним гранітам властиве переважання елементів церієвої підгрупи над ітрієвою. Дрібно-середньозернисті граніти збагачені рідкісноземельними елементами ітрієвої підгрупи порівняно з церієвою.

За геохімічними ознаками русько-полянські граніти подібні до рідкіснометалевих гранітів кам'яномогильського комплексу Приазовського мегаблоку УЩ. Вони характеризуються більш високими, ніж в гранітах літій-фтористого типу, умістами Zr, Y, REE і нижчим умістом Li. Як і граніти кам'яномогильського комплексу русько-полянські належать до внутрішньоплитних корових гранітів А-типу.

2. Підтверджено, що біотити русько-полянських гранітів представлені високозалізистими різновидами. У дрібно-середньозернистих гранітах вони

мають сидерофілітовий склад, а в середньо-крупнозернистих і порфіроподібних – аніт-сидерофілітовий.

Уперше вивчено хімічний склад темноколірних мінералів граносієнітів. Показано, що біотити та амфіболи цих порід також мають високу залізистість, що обумовлено високою ступінню диференціації гранітоїдів. За складом біотити граносієнітів наближаються до аніту, а амфіболи представлені роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу.

Всі темноколірні мінерали гранітоїдів масиву збагачені хлором.

3. Уперше U-Pb методом визначено ізотопний вік цирконів з гранітів Русько-Полянського масиву, який складає 1758 ± 3 млн років, що відповідає часу утворення гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського плутону.

Практичне значення отриманих результатів. Вони використані у рамках наукової теми ІГМР НАНУ: «Геохімія рідкісноземельних елементів в цирконах та монацитах із гранітоїдів Українського щита (за даними ICP-MS)» (№ ДР 0113U003380). Отримані результати знайшли практичне застосування при проведенні ПДРГП «Північгеологія» геологічного довивчення площині М-36-ХХ і складанні комплекту державних геологічних карт масштабу 1:200000. Результати досліджень можуть бути використані також науковими та виробничими організаціями, що займаються оцінкою перспектив рідкісноземельної та рідкіснометалевої рудоносності УЩ та інших регіонів.

Фактичні дані і особистий внесок здобувача.

В основу дисертаційної роботи покладено результати досліджень кернів глибинних свердловин гранітів (сврд. № 8568), граносієнітів (сврд. № 1), наданих автору ПДРГП «Північгеологія» та Науково-навчальним інститутом «Інститут геології» Київського національного університету (КНУ) імені Тараса Шевченка. Також в роботі залучено дані близько 90 картувальних свердловин пробурених у рідкіснометалевій частині масиву. Для дослідження гранітів з глибини свердловини № 8568 139,1 – 252,5 м та з

інтервалом опробування 1—1,5 м було відібрано 94 зразки масою приблизно 0,5 кг кожен. Додатково були відібрані наважки з дублікатів 94 проб гранітів. У роботі використаний кам'яний матеріал 7 зразків граносіенітів (сврд. № 1) з різних інтервалів глибин. У дисертації проаналізовані результати геологічних зйомок, виконаних ДП "Укрцентргеологія" (Черкаська геологорозвідувальна експедиція) (1978, 1985 рр), ПДРГП "Північгеологія" (2012 р.), використані опубліковані та фондові дані території досліджень та інших регіонів.

В опублікованих зі співавторами наукових працях автору належать: формулювання мети та висновків (Заяць, 2012; Заяць та ін., 2012; Заяць та Ларіков, 2014; Заяць, 2015; Заяць та ін., 2016;), проведення петрографомінералогічних, петрохімічних, геохімічних досліджень (Заяць, 2012; Заяць та Ларіков, 2012; Заяць та ін., 2012; Заяць, 2014; Заяць, 2015; Заяць та Ларіков, 2015; Михальченко та ін., 2016; Пономаренко та ін., 2010; Пономаренко та ін., 2011), вивчення складу породотвірних та акцесорних мінералів (Бондареко та ін., 2013; Заяць, 2016; Заяць та ін., 2016; Пономаренко та ін., 2011).

Апробація результатів дослідження. Результати наукових досліджень доповідались на міжнародній науково-практичній конференції «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы» (м. Київ, 31 травня – 4 червня, 2010 р.), науковій конференції «Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд (до 70-річчя Віктора Степановича Монахова)» (м. Київ, 14–16 березня, 2012 р.), міжнародній науковій конференції «Геохронология и геодинамика раннього докембрія (3,6–1,6 млрд лет) Евразийского континента» присвяченій 90-річчу академіка НАН України М.П. Щербака (м. Київ, 16–17 вересня 2014 р.), науковій конференції з міжнародною участю «Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110-річчя від дня народження М.П. Семененка)»

(м. Київ, 17–18 листопада 2015 р) та інших регіональних та міжнародних конференціях.

Публікації. За матеріалами дисертації опубліковано 6 статей у наукових журналах та збірниках наукових праць, що належать до затвердженого переліку фахових видань, де мають бути опубліковані результати дисертаційних робіт. За результатами участі в наукових конференціях опубліковано тези 7 доповідей.

Структура дисертації. Робота викладена на 192 сторінках, складається зі вступу, 6 розділів, висновків, списку літератури з 177 найменувань та 20 додатків. Робота містить 56 рисунків.

Дисертаційну роботу виконано під керівництвом академіка НАН України, професора, доктора геологічних наук Олександра Миколайовича Пономаренка, якому автор глибоко вдячний за постійну увагу та допомогу у вирішенні проблемних питань, цінні поради при обговоренні результатів.

Автор висловлює подяку за консультації, плідну співпрацю і практичну допомогу Л.М.Степанюку, С.Г.Кривдіку, С.Є.Шнюкову, Є.М.Шеремету, В.М.Загнітку, В.О.Гаценко, О.В.Митрохину, О.В.Андреєву, В.О.Синицину, І.І.Михальченку, А.Л.Ларікову, В.В.Сукачу, І.М.Лісній, С.М.Цимбалу, О.О.Юшину, А.І.Самчуку, С.М.Бондаренку, К.О.Касьяненко.

Автор вдячний також іншим співробітникам за виконання аналітичних робіт, підготовку проб та препаратів. Особливо вдячний автор В.П.Безвинному, М.М.Цибі, Ю.Л.Гасанову, А.В.Вершило, які люб'язно надали кам'яний та фондовий матеріал і сприяли успішному проведенню досліджень.

РОЗДІЛ 1
СУЧАСНИЙ СТАН ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ГРАНІТОЇДІВ
СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Рідкіснометалеві граніти завжди привертали увагу геологів своєю потенційною рудоносністю. Різні за віком від докембрійських до кайнозойських, вони відомі в Бразилії (комплекс Мапуера), Нігерії (плато Джос), Монголії (Югодзир) та інших провінціях Світу. На Заході Східно-Європейської платформи докембрійські рідкіснометалеві гранітоїди представлені на Українському щиті (кам'яномогильський, пержанський, коростенський, корсунь-новомиргородський комплекси), у Білоруському кристалічному фундаменті (житковичський комплекс), на Балтійському щиті (ювоайвський комплекс Кольського півострову; заключні фази масивів гранітів рапаківі – Салмінського, Виборгського, Лайтила та інших).

Не дивлячись на те, що рідкіснометалеві граніти детально досліджувалися (Антипин и др., 1997; Апельцин, 1958; Бескин и др., 1972; Беус и др., 1962; Говоров, 1958; Давидовский и Зинченко, 1990; Зинченко, 1991; Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1971а; Коваленко и др., 1970; Коваленко и Коваленко, 1976; Коваленко и др., 1983; Коваль и др., 1972; Косалс, 1976; Костицын, 2002; Лазарева, 2006; Левицкий, 1963; Луговский и др., 1972; Обер, 1971; Пламеневская, 1958; Руб и Коптев-Дворников, 1970; Сєдова, 2011; Сырицо 1993, 2002; Таусон, 1977; Темников, 1972; Трошин, 1983; Тугаринов, 1973; Шеремет, 1990, 2005; Шеремет и др., 2014; Burnol, 1974; Jacobson, 1958), проблеми їх термінології, класифікації та генезису залишаються дискусійними.

У розділі подано загальні відомості термінології, класифікації, генезису рідкіснометалевих гранітів, а також розглянуто історію геологічної вивченості русько-полянських рідкіснометалевих гранітів Інгульського

мегаблоку УЩ. У якості об'єктів порівняння вибрані докембрійські рідкіснометалеві гранітоїди Східно-Європейської платформи, а саме: рідкіснометалеві гранітоїди УЩ та Салмінського батоліту БЩ.

1.1. Термінологія, класифікація та генезис рідкіснометалевих гранітоїдів

Термінологія і класифікація. У різні часи дослідники пропонували різні назви рідкіснометалевим гранітам. Їх називали апогранітами, аляскітами, лейкогранітами (Недосекин, 1988). О.О.Беус, вивчаючи танталоносні граніти, розглядав їх як метасоматичні породи і назвав такі породи рідкіснометалевими апогранітами (Беус и др., 1962; Беус и Ситнин, 1959). Термін «апограніти» широко увійшов у геологічну літературу. Він часто застовується замість назви «метасоматично змінені граніти». Деякі дослідники такі породи називають «апогранітні метасоматити» (Гинзбург, 1972). Три назви вказують на метасоматичну природу цих порід і розвиток їх по гранітному субстрату. Термін «апограніти» вважається невдалим (Гинзбург, 1972; Коваленко, 1977; Солодов, 1985), тому що утворення аналогічного складу можуть виникати і по граносієнітам, кварцовим сієнітам, а також по осадочно-метаморфічним породам, наприклад гнейсам (Апельцин и др., 1977; Архангельская, 1968). При цьому відрізнити метасоматичні породи, що виникли по гранітам і по гнейсам – складна задача (Гинзбург, 1972).

Враховуючи трьохмінеральний склад рідкіснометалевих гранітів, В.С.Кудрін запропонував для них, назву «квальміти», розуміючи під назвою кварц-альбіт-мікроклінові метасоматити (Солодов, 1985). Але метасоматитів такого складу існує біля десятка, у тому числі таких, що не мають відношення до рідкіснометалевих гранітів (Солодов, 1985). Частину лужних рідкіснометалевих гранітів А.І. Гінзбург та Л.Г.Фельдман виділили під назвою «прирозломних польовошпатових метасоматитів», що згідно (Солодов, 1985) є лужними гранітами.

Ряд дослідників взагалі не вважають кислі рідкіснометалеві породи метасоматичними і називають їх рідкіснометалевими гранітами або рідкіснометалевими гранітоїдами (Коваленко, 1977; Таусон, 1977).

Під рідкіснометалевими гранітами, за В.І.Коваленко (1977, с 5) приймаються граніти, які несуть підвищений порівняно із середнім умістом у кислих інтрузивних породах концентрації деяких рідкісних елементів (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, REE, Y, Sn). Це не протирічить визначеню В.Д.Козлова, згідно йому: рідкіснометалевим є граніт, уміст в якому характерних гранітофільних елементів у 1,5 раза та більше перевищує кларковий рівень (Козлов, 1985).

У даній роботі використовується термін «рідкіснометалевий граніт» у розумінні В.І.Коваленко (1977) та В.Д.Козлова (1985). Також в роботі для русько-полянських гранітів застосовується термін «типи» та «різновиди». Типи гранітів – фазії метасоматично змінених гранітів, які послідовно виникають у результаті просування фронту К- та K-Na-метасоматозу. Різновиди гранітів виділені в межах одного типу і відрізняються один від одного за кольором, текстурою, структурою.

Рядом авторів на основі петрохімічних, мінералогічних та геохімічних ознаках були зроблені спроби створення класифікацій рідкіснометалевих гранітоїдів (Беус 1968; Беус и др. 1962; Гінзбург, 1972; Коваленко 1977; Коваленко и Коваль, 1968; Кудрин и др. 1965; Кузьменко, 1973; Павленко и Коваленко, 1960; Солодов, 1980; Солодов и др., 1985; Таусон, 1973, 1977). В основі більшості класифікацій лежить наявність у природних об'єктах двох головних петрохімічних груп гранітоїдів: лужних (агпаїтових) та нормальнích (плюмазитових). Така основа збережена у класифікаціях В.І.Коваленко, Л.В.Таусона та інших дослідників (Коваленко и др., 1971а; Таусон, 1977). Вони застосовують поняття «геохімічного типу». Згідно В.І.Коваленко (1977, с 5) під «геохімічним типом» розуміється група порід, близьких за мінеральним і хімічним складом, за розподілом рідкісних елементів, за поведінкою петрогенних та рідкісних елементів; породи одного геохімічного

типу здатні формувати самостійні інтузивні масиви з певним набором порід пізніх фаз та післямагматичних утворень, у тому числі і рудних. В.І.Коваленко та інші дослідники виділили для рідкіснометалевих гранітоїдів три геохімічні типи: літій-фтористий, лужний та стандартний (Коваленко и др., 1971а). Л.В.Таусон розділив рідкіснометалеві граніти на два геохімічні типи. За його класифікацією рідкіснометалеві гранітоїди літій-фтористого та стандартного геохімічного типу відносяться до плюмазитових рідкіснометалевих лейкогранітів, а рідкіснометалеві лужні гранітоїди виділяються в самостійний тип (Таусон, 1973; Tauson, 1974).

Л.В.Таусон вважає недоцільним тільки плюмазитові рідкіснометалеві лейкограніти називати «рідкіснометалевими» (Таусон, 1977), тому що крім них відомі рідкіснометалеві гранітоїди ще двох типів (агпайтові та палінгенні гранітоїди лужного ряду). Невдалим для цих гранітів він вважає і термін «оловоносні». Оловоносними називають гранітоїди латітового ряду, що мають не меншу потенційну рудоносність ніж граніти, що розглядаються. Термін «літій-фтористі», на думку Л.В.Таусона, застосовувати не бажано, тому що граніти, які відносяться до цього типу, є всього лише апікальною фацею аляскітових гранітів, що пересичені F, Li та іншими рідкісними елементами (Таусон, 1977). Беручи до уваги особливості хімічного складу цих гранітоїдів, їхню насиченість водою та іншими леткими, високу глиноземистисть та доцільність протиставляння їх агпайтовим рідкіснометалевим гранітоїдам, Л.В.Таусон пропонує застосовувати термін «плюмазитові рідкіснометалеві лейкограніти» (Таусон, 1977). Такою назвою підкреслюється лейкократовий (аляскітовий) характер гранітоїдних магм, насичених леткими та зв'язаними з ними рідкісними елементами (Таусон, 1977). Існує критерій для розділення плюмазитових рідкіснометалевих гранітів на дві чіткі групи за вмістом фосфору. У залежності від кількості фосфору високоглиноземисті граніти помітно розрізняються за багатьма мінералогічними та геохімічними властивостями (Костицин, 2000а; Taylor, 1992). Рідкіснометалеві граніти з умістом $P_2O_5 < 0.1\%$ відносяться до групи

низькофосфористих, а граніти з $P_2O_5 > 0.4\%$ до високофосфористих. Обидві групи чітко різняться поведінкою фосфору у процесі магматичної еволюції.

Генезис. Існують гіпотези метасоматичного (Беус и др., 1962; Гінзбург, 1972; Коваленко, 1975; Минев, 1969) і магматичного (Коваленко и др., 1970; Коваленко и др., 1971а; Коваленко и др., 1971б; Костицын 2000б; Кузьменко и Акелин, 1965; Левицький и др., 1963; Таусон, 1977; Трошин и др., 1983; Jacobson et al., 1958) походження рідкіснометалевих гранітів. Дискусійність питання генезису полягає в тому, що складно відріznити магматичні породи від метасоматичних і особливо автометасоматичних (Жариков и Омельяненко, 1965; Коржинский, 1969, 1974). Доводи більшості послідовників метасоматичної і магматичної гіпотез походження рідкіснометалевих гранітів часто базуються на одних і тих же фактах – своєрідні структури рідкіснометалевих гранітоїдів, неоднорідність текстур, наявність альбіту, суттєві варіації мінерального та хімічного складу порід, збагачення рідкісними елементами та інше.

Широкою підтримкою геологів користувалися уялення про походження апогранітів у результаті метасоматичної переробки гранітоїдів високотемпературними постмагматичними розчинами, тобто перевага віддавалася автометасоматичному генезису цих гранітів (Беус и др., 1962). Підвищенні концентрації рідкісних елементів у рідкіснометалевих гранітах деякими дослідниками пояснюються явищами автометасоматозу та вторинної переплавки гранітних масивів літієво-гранітної формациї під дією накопичених легколетких та легкоплавких компонентів і в першу чергу Li та F (Солодов и др., 1980). Існує точка зору, що метасоматоз у рідкіснометалевих гранітах проявлений під дією глибинних флюїдів, не зв'язаних з кристалізацією даної гранітної магми розчинів (Минеев, 1969). Аналогічні погляди є і на походження лужних гранітів, разом з тим дослідниками визнається роль автометасоматозу при формуванні мусковітових та літіонітових гранітів (Гінзбург, 1972).

До фактів, що мають велике значення для міркування про магматичний генезис рідкіснометалевих гранітів, відноситься відкриття онгонітів – суббулканічних аналогів рідкіснометалевих літій-фтористих гранітів та виявлення склуватих аналогів лужних рідкіснометалевих гранітів пантелеритів та комендитів. Виявлення вулканічних аналогів доводить фізичну ймовірність існування в природі магм рідкіснометалевих гранітів. На користь магматичного походження рідкіснометалевих гранітів свідчить і наявність типових для магматичних порід контактovих спiввiдношень масивiв рiдкiснометалевих гранiтiв з умiщающими породами, ксенолiти вмiщающих порiд, апофiзи гранiтiв у вмiщающих породах (Коваленко, 1977). Інтрузивний характер масивів із рідкіснометалевими гранітами відмічали (Бескин и др., 1972; Гаврилова и др., 1972; Гінзбург, 1972; Коваленко и др., 1971a; Кузьменко, 1973; Левицький и др., 1963; Луговской и др., 1972). Магматична гiпотеза для лiтiй-фтористих гранiтiв уперше була висловлена О.Д.Левицьким та iншими дослiдниками (Левицький и др., 1963). Також для рiдкiснометалевих Li-F гранiтiв, онгонiтiв та пегматитiв висувалось припущення про їх лiквацийне походження (Маракушев, 1979).

Прибiчники магматичного походження рiдкiснометалевих гранiтiв (Коваленко, 1977; Таусон, 1977; Collins et al., 1982) головну роль у їх формуваннi вiдводять глибокiй диференцiацiї гранiтного розплаву. Деякi дослiдники припускають особливi умови плавлення чи особливe джерело речовини (Clemens et al., 1986), або висувають припущення, що збагачений рiдкiсними металами та F розплав утворюється завдяки слюдистої компонентi метаморfiзованої в гранулiтовiй фацiї порiд (Christiansen et al., 1984).

Окремi дослiдники зазначают, що рiдкiснометалевi гранiтоїди просторово та генетично зв'язанi з палiнгенними «коровими» гранiтоїдами i нiколи не утворюються як диференцiати габroїдних магм (Гінзбург, 1972), крiм того, їх геохiмiчна спецiалiзацiя залежить вiд складу того субстрату, з якого вони виплавлялися (Коваленко, 1977; Коптев-Дворников и др., 1959;

Таусон, 1977). Так за уявленнями Л.В.Таусона (1977) та В.І.Коваленко (1977), плюмазитові рідкіснометалеві граніти є продуктами корових гранітних магм, які утворюються в результаті палінгенного плавлення субстрату із подальшою фракціонною та еманаційною диференціацією до появи залишкових розплавів Li-F гранітів та онгонітів. Ці граніти є самими піздніми диференціатами крупних глибинних осередків палінгенних гранітоїдних магм вапнисто-лужного ряду (Таусон, 1977). Плюмазитові рідкіснометалеві лейкограніти утворюють гіпабісальні інтузії, які можуть досягати значних розмірів (Таусон, 1977). Гіпабісальне положення таких інтузій та їхня насиченість летючими передбачає інтенсивний розвиток у них процесів еманаційної диференціації магм, а також послідуючих метасоматичних процесів (Таусон, 1977).

Неоднорідність складу рідкіснометалевих гранітів послідовники магматичного генезису вважають обумовлена кристалізацією їх з розплаву та співіснуючого з ним флюїду (Коваленко, 1972, Jahns and Burnham, 1958; Stewart, 1964). Можливість виникнення неоднорідності хімічного та мінерального складу рідкіснометалевих гранітів на магматичній стадії доводиться її проявленням в онгонітах, що кристалізуються при перемінних зовнішніх умовах.

Післямагматичні метасоматичні перетворення також широко розповсюджені у рідкіснометалевих гранітах, але вони не мають нічого спільного з «апогранітним» метасоматозом (Коваленко, 1977). Навпаки, метасоматичні цвітери та грейзени в рідкіснометалевих гранітах несуть всі характерні ознаки метасоматичних порід (Жариков, 1959; Коржинский, 1959, 1974). Згідно В.І.Коваленко при метасоматичному перетворенні рідкіснометалевих гранітоїдів немає помітного привносу таких елементів як Nb, Ta, Zr, Hf. Судячи по онгонітам, пантелеритам та різним рідкіснометалевим гранітам, характерна геохімічна специфіка рідкіснометалевих гранітів закладалася ще на стадії існування їхніх магм, а

метасоматичні процеси відповідальні за утворення в таких масивах руд Sn, W (Коваленко, 1977).

При будь-якій інтерпретації генезису рідкіснометалевих гранітів дослідниками відмічається значна роль F та інших летких компонентів при їх формуванні (Коваленко, 1975; Солодов и др., 1980; Трошин 1983; Christiansen et al., 1983; Dostal and Chatterjee, 1995; London, 1997), і, до припущення про особливі фтористо-рідкіснометалеві флюїди, що перетворює практично будь-який субстрат до стану рідкіснометалевого граніту. Відмічається, що F і елементи, що з ним асоціюють можуть просочуватися з верхньої мантії (Van Alstine, 1976) або накопичуватися в результаті граничної фракційної кристалізації основних магм мантійного походження (Meighan, 1979). Високий уміст F на декілька порядків знижає в'язкість гранітного розплаву (Dingwell et al., 1985) та значно знижує температуру соліду (Коваленко, 1979). Обидва ці фактори сприяють глибокій диференціації гранітного розплаву, призводячи до формування екстремально фракціонованих порід типу рідкіснометалевих Li-F гранітів та онгонітів (Ларін, 2011).

1.2. Рідкіснометалеві гранітоїди Українського щита

Рідкіснометалеві гранітоїди УЩ відомі в трьох мегаблоках: Волинському, Інгульському та Приазовському (рис. 1.1). На УЩ ці гранітоїди представлені як плюмазитовими (міаскітовими) так і лужними (агпаїтовими) породами. До плюмазитових рідкіснометалевих гранітів належать русько-полянські граніти Інгульського мегаблоку, граніти кам'яномогильського комплексу Приазов'я (кам'яномогильські, єкатеринівські, стародубовські), граніти корostenського комплексу (лезниківські та альбіт-мікроклінові граніти) (Шеремет и др., 2014). Лужні рідкіснометалеві граніти представлені пержанськими гранітами Волинського мегаблоку УЩ.

Найбільш повно рідкіснометалеві граніти досліджені в Південно-Західному та Приазовському районах. Вони відносяться до формациї сублужних гранітів та аляскітів (Щербаков и др., 1984).

За петрохімічними та геохімічними характеристиками граніти Південно-Західного та Приазовського мегаблоків віднесені авторами (Шеремет и Панов, 1988) до геохімічного типу Li-F гранітів за В.И.Коваленко (1977). Результати порівняння рідкіснометалевих гранітів УЩ за цими характеристиками з

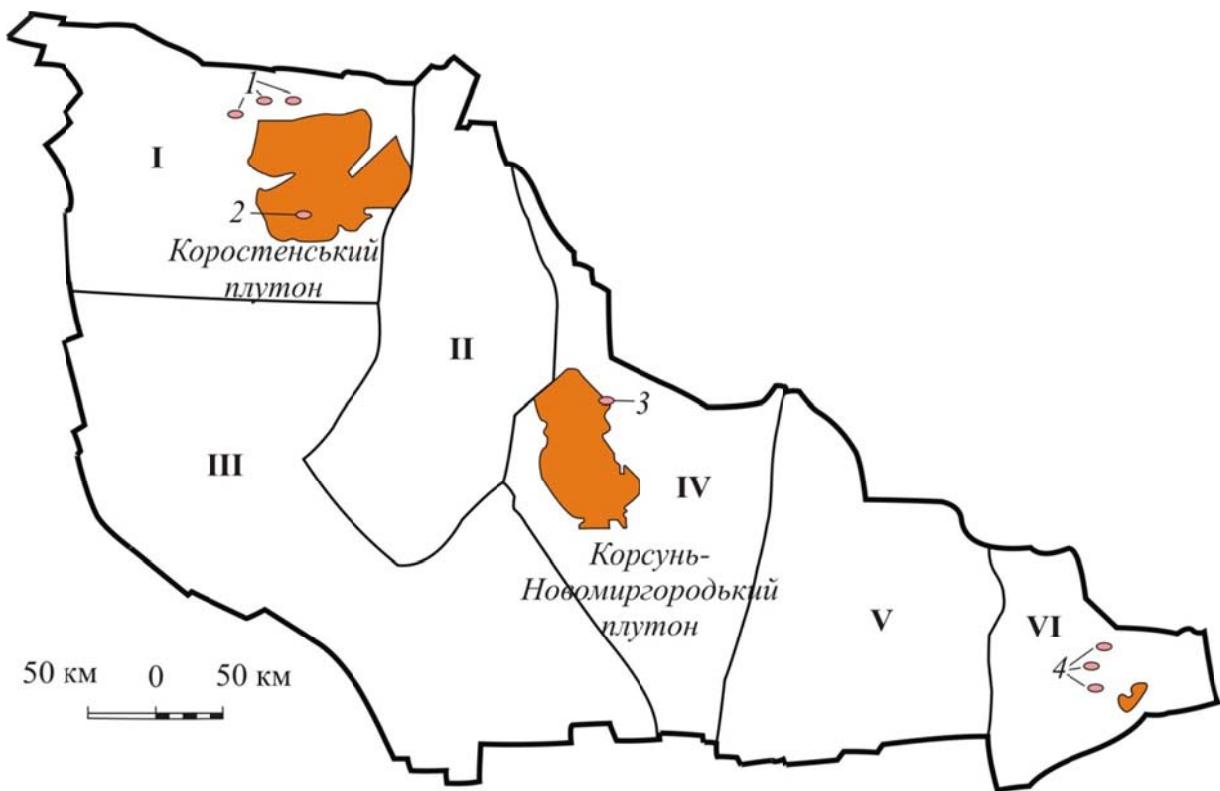


Рис. 1.1. Схема розташування рідкіснометалевих гранітів на Українському щиті. Рідкіснометалеві граніти: 1 – пержанські граніти, 2 – лезниківські граніти, 3 – русько-полянські граніти, 4 – граніти кам'яногорильського комплексу. Мегаблоки українського щита: I – Волинський, II – Росинсько-Тікицький, III – Дністерсько-Бузький, IV – Інгульський, V – Середньопридніпровський, VI – Приазовський. Схема запозичена із роботи (Митрохін, 2011). Тектонічне районування Українського щита подано згідно (Карта..., 1984)

подібними докембрійськими гранітами Білоруського кристалічного масиву і Балтійського щита, з мезозойськими рідкіснометалевими гранітами Забайкалля довели їхню тотожність (Шеремет, 2005).

К.Ю.Есипчук (Есипчук и др., 1990), розглядаючи рідкіснометалеві граніти УЩ відмічав високу еманаційну диференціацію та характерний послідуочий метасоматоз. Є.М.Шеремет (Шеремет, 1990) зробив висновок про подібність асоціації рідкіснометалевих Li-F гранітів, рапаківі, габро-анортозитів заходу Східно-Європейської платформи з асоціаціями внутрішньоплитного магматизму. Встановлена подібність рідкіснометалевих гранітів УЩ та варіських рідкіснометалевих гранітів масиву Циновець (Крушині гори, Чехія) (Шеремет и др., 1991). На основі петрогохімічної характеристики доведена подібність рідкіснометалевих гранітів УЩ та Рудних гор (Німеччина) та їхній аналогічний генезис (Шеремет и др., 1994). Порівняльна характеристика рідкіснометалевих гранітів УЩ та протерозойських рідкіснометалевих гранітів світу дала можливість зробити висновок про тотожність петрогохімічного складу протерозойських рідкіснометалевих гранітів світу, що, за уявленнями (Шеремет и др., 2014) свідчить про мантійне джерело їхньої рідкіснометалевої спеціалізації. Згідно (Шеремет, 2005) основною причиною появи рідкіснометалевих гранітів є глибинний мантійний флюїд, що пояснює подібність рідкіснометалевих гранітів у докембрійських та фанерозойських областях. Генерація гранітних магм, материнських по відношенню до рідкіснометалевих гранітів відбувалася в континентальній корі за рахунок глибинних мантійних потоків, збагачених леткими компонентами (Esipchuk et al., 1993).

1.2.1. Рідкіснометалеві гранітоїди Інгульського району

В Інгульському мегаблоку рідкіснометалеві граніти відомі в південно-східній частині РПМ Корсунь-Новомиргородського плутону.

Геологія КНП порівняно з Коростенським плутоном вивчена значно менше, що пов'язано із гіршою відслоненістю КНП. Геолого-петрографічні дослідження КНП викладено у наукових публікаціях: М.П.Барбот-де-Марні, В.С.Соболєва, Б.А.Попова, В.І.Лучицького, Н.І.Безбородько, В.Є.Тарасенко, Ю.Ір.Половинкиної, Ю.В.Кононова, К.І.Свєшнікова, В.С.Тарасенко,

Ю.П.Оровецького, С.Г.Кривдика, Г.А.Іванченко, М.П.Щербака, Д.М.Щербака, О.М.Пономаренка, Л.М.Степанюка, О.Є.Шестопалової, Л.В.Шумлянського, О.В.Митрохина та інших дослідників.

Вивченням північно-східної частини плутону, де розташований РПМ (рис. 1.2), в різний час займались Т.О.Рокачук, Ю.В.Гейко, М.П.Орлова, В.І.Філоненко, Є.М.Шеремет, Б.С.Панов, Г.Д.Коломиєць, Н.Ф.Піддубний, А.І.Воробей, М.М.Циба, С.М.Бондаренко та інші дослідники. РПМ гранітів спочатку мав назву Черкаський. Він зацікавив геологів у 70-і роки ХХ-го

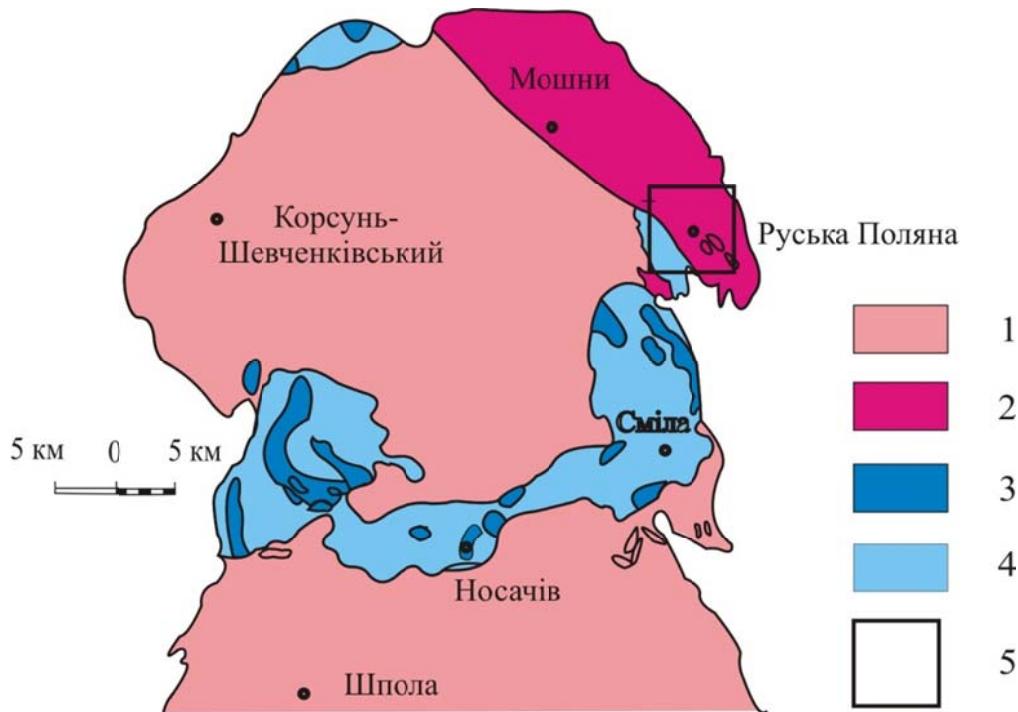


Рис. 1.2. Схема розміщення РПМ. За матеріалами ДП «Укрцентргеологія» (Воробей и др., 1984) із змінами: 1 – граніти рапаківі й рапаківіподібні граніти; 2 – русько-полянські граніти; 3 – габро; 4 – габро-анортозити; 5 – південно-східна рідкіснометалева частина РПМ

століття. У 1974–1978 роках у північно-східній частині ДП «Укрцентргеологія» під керівництвом Н.Ф.Піддубного була проведена геологічна зйомка масштабу 1:50 000 аркушів М-36-88-А, Б (пд. п), В, Г (північна частина КНП). У цей час був виділений Черкаський масив рапаківіподібних порфіроподібних гранітів, установленій та оконтурений Русько-Полянський масив габбро-анортозитів.

У 1978 році Н.Ф. Піддубний у порфіроподібних гранітах Черкаського масиву виявив високий уміст Nb і REE. За результатами геологозйомочних робіт масштабу 1:50000 (Поддубний и др., 1978) виділена перспективна на виявлення рідкіснометалевої-рідкісноземельної мінералізації площа, що оконтурює розвиток порфіроподібних гранітів у північно-східній частині КНП.

У той же час у південно-східній частині масиву дослідниками виявлені лужні породи, які вперше описані Н.Ф.Піддубним як лейцитові тингуайти або псевдолейцитові лампроїти за (Гейко и др., 1991). Лужні породи були ідентифіковані Є.М. Скрипничук як тингуайти і підтвердженні Б.В. Яковлевим. У роботі (Гейко и др., 1991) застосовані дещо інші назви породи: лампроїт псевдолейцитовий, лампроїт лейцитовий, лампроїт амфібол-флогопіт-псевдолейцитовий – орендіт, висококалієвий мафіт і поданий мінералогічний та хімічний склад цих порід. Вік цих порід за даними K-Ar методу складає 1370 млн років (Гейко и др.. 1991).

Формування масиву русько-полянських гранітів відносять до періоду тектономагматичної активізації, вік апліт-пегматоїдних гранітів масиву датованих K-Ar методом становить 1450–1320 млн років (Шеремет и др., 1989).

У 1979–1982 років А.Д. Лукіних провів детальні пошуки родовищ апатиту в районі РПМ основних порід. За результатами робіт зроблений висновок, що у зв'язку з високим умістом у габро та анортозитах калішпат-кварцового матеріалу та плагіоклазу, даний тип руд заслуговує на увагу як комплексна сировина на отримання ільменітового, апатитового, калішпат-кварцового та плагіоклазового продуктів. У 1982 році А.Д. Лукіним та іншими дослідниками при вивчені апатитоносності РПМ основних порід були досліджені черкаські лейкократові жильні аплітоїдні граніти, які спостерігаються за межами масиву основних порід. У цих гранітах виявлений підвищений уміст Nb, REE, Sn, Pb, F, Be і виявлені акцесорні мінерали:

колумбіт-танталіт, самарськіт, висловлено припущення про наявність фторкарбонатів рідкісних земель.

Дослідження Черкаського масиву гранітів, що зараз має назву Русько-Полянський, продовжилося у 80-их роках ХХ століття. З 1980 по 1984 роки ДП «Укрцентргеологія» під керівництвом А.І. Вороб'я виконані геолого-геофізичні дослідження з глибинного геологічного картування масштабу 1:200 000 аркушів М-36-ХХ (пд. п) та М-36-ХХVI (пн. п). У районі розповсюдження висококонтрастних геохімічних аномалій, що виділив Н.Ф.Піддубний, проведена глибинна геохімічна зйомка. За даними, отриманими в результаті цих робіт, виділено русько-полянське геохімічне поле рідкіснометалевої-рідкісноземельної мінералізації. Рудоносне поле розташовано у південно-східній частині РПМ гранітів. У межах рудоносного поля виявлені висококонтрастні геохімічні аномалії Nb, REE, Be, Li, Sn, W, Mo Pb, Zn, Sb, Bi, As. За висновками ДП «Укрцентргеологія» (Воробей и др., 1984) воно представлене зруденінням украпленого типу в сублужних лейкократових гранітах. Високого вмісту танталу не було виявлено, але комплекс геологічних та геохімічних даних свідчить про можливість у межах рудоносного поля і танталової мінералізації.

А.І.Воробей виділив типи метасоматично змінених рідкіснометалевих гранітів. Для кожного з них визначені середній уміст петрогенних елементів і елементів-домішок.

Після тривалого перериву дослідження рідкіснометалевих гранітів продовжило ПДРГП «Північгеологія». Воно провело регіональні роботи з геологічного довивчення площа М-36-ХХ з метою створення комплекту державних геологічних карт М 1:200000 (2012 р.).

Незважаючи на те, що в окремих наукових роботах наводяться дані петрогенних оксидів та елементів-домішок (Федотова, 2001; Шеремет, 1990; Шеремет и др., 1989; Шеремет и др., 2014; Щербаков, 2005) та приведені результати дослідження біотиту та мікрокліну русько-полянських гранітоїдів (Щербаков, 2005), детальних мінералогічних, петролого-геохімічних

досліджень окремих їхніх типів не було проведено. У недостатній мірі досліджений хімізм головних породотвірних мінералів гранітів. Не вивчалися граносіеніти РПМ. Не визначалися у повному об'ємі рідкісноземельні елементи гранітів, не наведені в літературних джерелах концентрації окремих елементів-домішок. Відкритим є питання про вміст Ва та Sr в цих гранітах. Оскільки русько-полянські гранітоїди були датовані тільки K-Ar методом, виникла необхідність уточнення їхнього віку. Дискусійним залишається питання генезису гранітів. Відносно походження русько-полянських рідкіснометалевих гранітів існують різні точки зору. Згідно одній з них русько-полянські граніти є рідкіснометалевими фазами масиву рапаківі КНП або вони формувалися із самостійної магми не звязаної з диференціацією рапаківі (Шеремет и др., 1989). Інші дослідники вважають їх продуктами метасоматичного перетворення гранітів рапаківі plutону (Воробей и др., 1984; Щербаков, 2005).

1.2.2. Рідкіснометалеві гранітоїди Волинського мегаблоку

У Волинському мегаблоку рідкіснометалеві граніти представлені в пержанському та коростенського комплексах. Їх петрографія та петрохімія детально описані (Личак, 1983; Миталиди, 1983).

1.2.2.1. Пержанський комплекс.

Пержанський комплекс сублужних гранітів локалізований у Сущано-Пержанській зоні розломів, розташованої вздовж південно-східної межі Осницької зони та має узгоджене з нею простягання (Щербаков, 2005). У середній частині зони виділяється Пержанський тектонічний вузол до якого приурочені пержанські граніти з проявленням різноманітних метасоматитів та грейзенів. М.І. Безбородько розглядав пержанські граніти як динамограніти коростенського комплексу. У 1970 році Л.С.Галецький виділив пержанський граніт у якості особого комплексу. Юр.І. Половінкіна висловила припущення про метасоматичну природу пержанських гранітів

(Половинкина, 1957). Вона вважала своєрідну текстуру порід успадкованою від осницьких гранітів, що межують із Сущано-Пержанською зоною на півночі. Дослідники (Галецкий, 1974а; Білоус, 1994; Бухарев, 1992; Металиди, 1983) схиляються до точки зору метасоматичної природи пержанських гранітів. Дискусійним залишаються питання про вікові та генетичні відносини гранітів Пержанської зони з гранітами інших комплексів. Існує точка зору, що пержанські граніти є частиною коростенського комплексу (Безпалько, 1957а, 1957б; Зінченко та Галецький, 1971; Скобелев, 1987) і вони генетично пов'язані з осницькими гранітами (Металиди, 1983; Половинкина, 1957; Ткачук, 1954). А також пержанські граніти виділяють у самостійний посткорostenський верхньопротерозойський метасоматичний комплекс (Галецкий, 1974а, 1974б; Галецкий и Мельник, 1970). Утворення пержанських гранітів відносять до осницького комплексу внаслідок присутності в них вираженої сланцеватості та гнейсоподібності, характерних для осницьких гранітів, що є доказом древнішого віку утворення пержанських гранітів порівняно з коростенським комплексом (Ткачук, 1954). Але за мінеральним складом, петрохімічним і геохімічним характеристикам пержанські граніти подібні до коростенських (Безпалько, 1957а; Зінченко та Галецький, 1971; Скобелев, 1987), що підтверджується геохронологічними даними (Скобелев, 1987; Щербак и др., 1989).

І.І.Лазарева, враховуючи просторову наближеність та майже синхронний вік утворення, розглядає можливість формування всіх головних петротипів Сущано-Пержанської зони за рахунок водного флюїду, відокремленого від магматичного розплаву в процесі формування Коростенського плутону (Лазарева, 2006).

1.2.2.2. Коростенський комплекс

До нього належать лезниківські граніти та мікроклін-альбітові граніти

Лезниківські граніти. Лезниківський масив приурочений до південно-західного борту Тетерівського розлому (Зинченко и др., 1985). Н.І.Безбородько, М.Н.Івантишин, А.А.Полканов, В.С.Соболев, В.П.Бухарев та інші дослідники вважали, що Лезниківський масив укорінений у Коростенський plutон на завершальних стадіях становлення кислих порід (Щербаков, 2005). І.Л.Личак, О.В.Зінченко, В.Т.Латиш співставляли лезниківські граніти з рідкіснометалевими гранітами Сущано-Пержанської зони (Щербаков, 2005). І.Б.Щербаков відносить Лезниківський масив також до пержанського комплексу. Лезниківські граніти часто розглядаються як рідкіснометалеві, але в них значно більш низькі концентрації рідкісних елементів, ніж у пержанських та русько-полянських гранітах (Шеремет и др., 2014).

Мікроклін-альбітові граніти. У Коростенському plutоні вони відомі як мікроклін-альбітові літій-фтористі мікрграніти або граніт-порфіри (Митрохин, 2011). Ці граніти сформувалися на завершальній фазі розвитку Коростенського plutону. Вони спостерігаються в Малинському, Народичському (с.Повча) та Червоноармійському (с.Андреєвка) гранітоїдних масивах (Шеремет и др., 2014). В районі м.Малин вони представлені типовими гіпабісальними рідкіснометалевими гранітами серед основних порід у вигляді жил, що схожі з онгонітами (Зінченко та Лазарева, 2000). Жильні мікроклін-альбітові граніти відмічалися і серед лезниківських гранітів (Шеремет и др., 2014).

Мікроклін-альбітові граніти та пов'язані з ними двопольовошпатові аляскіти утворюють також невеликий Луговський масив у південно-західному обрамленні Коростенського plutону серед мігматитів та гранітів кировоградсько-житомирського комплексу (Марченко и др., 1984). Вони приурочені до перетину тектонічних зон північно-західного та північно-східного простягання і розглядалися як інтрузивні криолітоносні та рідкіснометалеві граніти. Пізніше дослідники (Зінченко и др., 1991) трактували їх як кварц-мікроклінові метасоматити (квальміти), які не мають

генетичного відношення до Коростенського плутону та утворилися метасоматичним шляхом по мігматитам та гранітам кіровоградсько-житомирського комплексу.

1.2.3. Рідкіснометалеві гранітоїди Приазовського мегаблоку

Докембрійські рідкіснометалеві гранітоїди в Приазовському мегабоці представлені у кам'яномогильському комплексі. Петрологія кам'яномогильського комплексу розглянута в роботі (Елисеев и др., 1965). У Приазов'ї граніти Кам'яних Могил були відомі А.Б.Іваницькому у 1833 році, а також професору Фредерику Ле-Пле, який із співробітниками проводив перші геологозйомочні роботи (1837–1839) у південній частині Донецького бассейну. Згадування про граніти Кам'яних Могил та їхнє місцезнаходження містяться в статті С.Д.Конткевича. Вивченням магматичних утворень Приазов'я займалися: В.І.Лучицький, П.І.Лебедєв, Н.І.Безбородько, В.І.Кузьменко, Ю.Ю.Юрк, М.Н.Івантишин, Д.П.Вінogradov, З.М.Ляшкевич, К.Н.Розанов, Л.Ф.Лавриненко, Б.С.Панов, В.К.Осадчий, В.П.Куц, Б.В.Зачиха, В.В.Ляхович, Б.Ф.Мицкевич, та багато інших дослідників.

Рідкіснометалеві граніти кам'яно-могильського комплексу детально досліджувались Є.М.Шереметом та Є.В.Седовою. Ними вперше дана повна петрографічна характеристика всіх типів гранітів та апогранітних порід кам'яномогильського комплексу, систематизована їхня мінералогія, петрохімія та геохімія (Седова, 2011; Шеремет и др., 2014).

1.3. Рідкіснометалеві гранітоїди Салмінського масиву Балтійського щита

Салмінський батоліт (5000 км^2) приурочений до краєвої частини Свекокарельської складчастої області на її межі з Карельським кратоном. Його вкорінення відбувалося по потужній зоні між цими двома крупними

тектонічними структурами (Ларин, 2011). Батоліт складається із власне Салмінського масиву та його сателіту Улялегського масиву, розташованого у породах кратону (рис. 1.3).

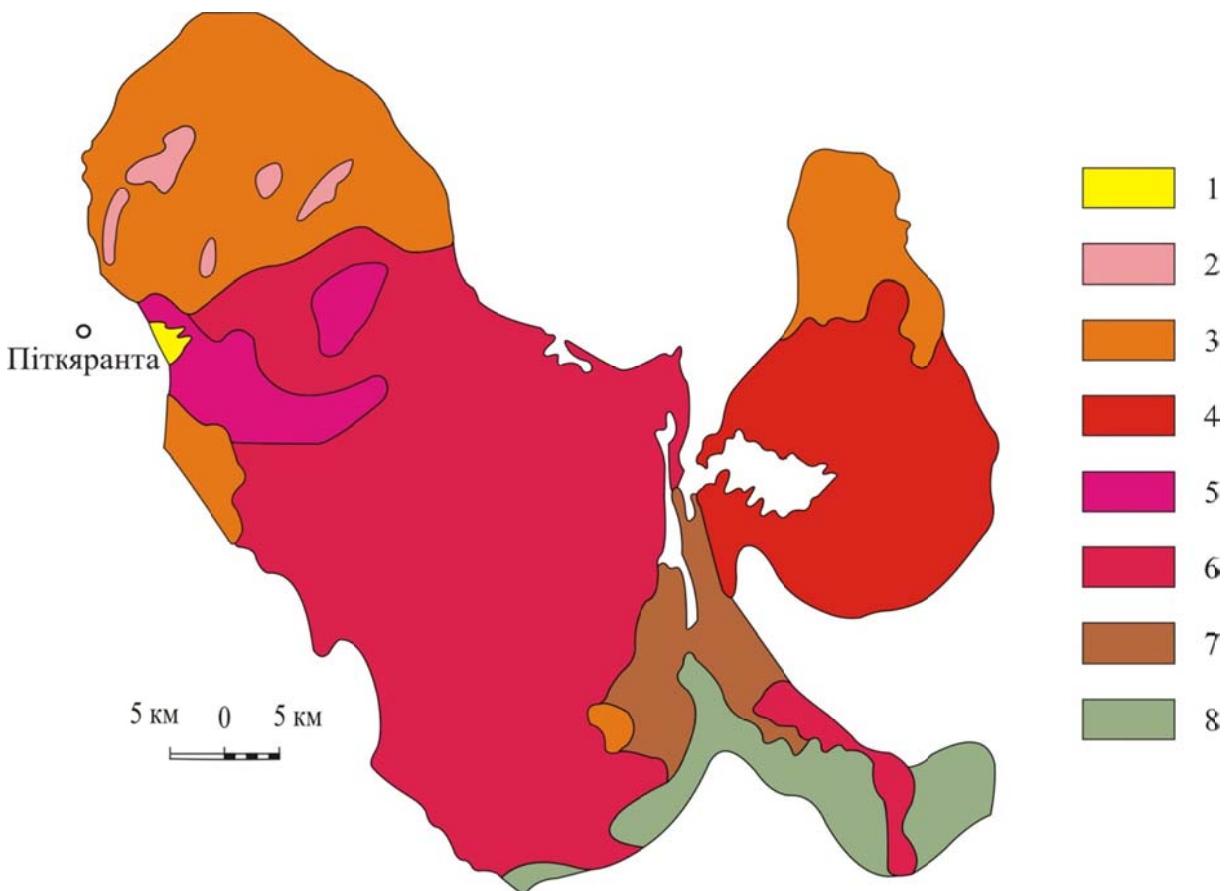


Рис. 1.3. Геологічна будова Салмінського батоліту за (Ларин, 2011; Amelin, 1991) із змінами. Породи Салмінського батоліту 1 – топазуміщуючі Li-F граніти, 2 – дрібнозернисті порфіроподібні біотитові граніти, 3 – крупнозернисті біотитові граніти, 4 – крупнозернисті біотит-роговообманкові граніти, 5 – овоїдні біотит-роговообманкові граніти рапаківі з дрібнозерстою основною масою, 6 – виборгіти та пітерліти, 7 – крупнозернисті біотит-роговообманкові кварцові сіеніти, 8 – основні та середні породи (анортозити, норити, феродіорити, монцоніти)

Вік гранітів різних фаз Салмінського масиву оцінюється в інтервалі 1547–1530 млн років (Amelin et al., 1997; Neymark et al., 1994). У межах масиву рапаківі виділяють окремі дрібні масиви більш пізніх порфіроподібних біотитових гранітів з рідкіснометалевою мінералізацією. Рідкіснометалеве зруденіння локалізоване у зоні західного екзоконтакту Салмінського масиву гранітів рапаківі. Формування данного зруденіння в цілому та, характерної для нього, олов’яної мінералізації пов’язують з

утворенням широко розповсюджених дрібнозернистих альбітизованих та грейзенізованих гранітів, що співставляються з типовими рідкіснометалевими гранітами (Яковлева, 1968; Никольская и др., 1977). Топазуміщуючі Li-F граніти утворюють невеликі штокоподібні тіла та дайки.

Висновки

1. Нечітка визначеність у термінології та класифікації рідкіснометалевих гранітів обумовлена різноманіттям формацийної приналежності рідкіснометалевих гранітів та складністю їхнього генезису. Різні уявлення походження рідкіснометалевих гранітів свідчать про неоднозначність висновків стосовно умов їхнього формування.

2. Докембрійські рідкіснометалеві граніти західної частини Східно-Європейської платформи відомі на Українському та Балтійському щитах. На Українському щиті вони представлені в трьох мегаблоках: Волинському, Інгульському та Приазовському. В Інгульському мегаблоці – Русько-Полянський масив гранітів, який розташований у північно-східної частини Корсунь-Новомиргородського плутону. Дослідниками у південно-східній частині масиву були виявлені гранітоїди з підвищеним умістом багатьох рідкісних елементів. Детальних мінералого-петрографічні, петролого-геохімічні досліджені цих гранітоїдів не було проведено і вони потребують додаткових досліджень.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Комплекс методів дослідження гранітоїдів РПМ включає: польові дослідження, петрографо-мінералогічні та геохімічні методи досліджень.

Польові дослідження

Польові дослідження включали макроскопічний опис кернів гранітів та граносіенітів, фотодокументацію та відбір зразків гірських порід свердловин масою 0,3–0,75 кг. Зразки гранітів відбиралися із свердловини №8568 в інтервалі глибин 137,5–252,5 м, а граносіенітів із свердловини №1 з інтервалу глибин 196,3–221,0. Для уточнення двох виділених типів та меж між ними застосовувалися результати попередніх досліджень гранітів масиву (Воробей и др., 1984). Основну увагу було зосереджено на виділенні в межах типу різновидів рідкіснометалевих гранітів.

Первинна обробка фактичного матеріалу

Підготовка проб для петрографо-мінералогічного вивчення гранітоїдів складалася із виготовлення аншліфів, покритих шліфів на канадському бальзамі, непокритих шліфів на епоксидній смолі та виготовлення препаратів мінералів: біотитів цирконів, для мінералогічного дослідження.

Переданалітична підготовка до геохімічного вивчення рідкіснометалевих гранітів РПМ проводилася за схемою: подрібнення (0,5 мм) —стирання (0,05 мм). Для петрографо-мінералогічних досліджень, при подрібненні, були виділені важка електромагнітна та немагнітна фракції та мономінеральні фракції мікрокліну, плагіоклазу, біотиту, флюориту, циркону.

Первинна обробка фактичного матеріалу здійснювалася в ПДРГП «Північгеологія» та ІГМР.

Мінералого-петрографічні дослідження

Оптичне дослідження. Мінералого-петрографічні дослідження були спрямовані на вивчення структурних особливостей та мінерального складу гірських порід, а також визначення морфології, анатомії, хімізму породотвірних та акцесорних мінералів. В ході роботи вивчено близько 200 шліфів та препаратів мінералів. Застосування непокритих прозорополірованих шліфів на епоксидній смолі, та препаратів мінералів (біотитів, цирконів) дало можливість провести комплексне дослідження їх методами оптичної та електронної мікроскопії і паралельно виконувати електронно-мікрозондовий аналіз. Для петрографічних досліджень використано поляризаційний мікроскоп «МИН-8» та «Nikon eclipse LV100Pol». При петрографічному дослідженні гранітоїдів для визначення їх структур використовувалася термінологія Ю.Ір.Половінкіної (Половинкина, 1966a, 1966b).

Рентгено-фазовий аналіз. Для визначення мінеральних фаз у важких немагнітних та електромагнітних фракціях порід застосовувався рентгенофазовий аналіз, що проводився на рентгенівському дифрактометрі в ІГМР (аналітик О.Є.Гречанівська). Рентгенодифракційний аналіз проб гранітів з глибини 141,6–143,0, 143,5–145,0 та 162,5–162,9 м (сврд. № 8568) виконано на дифрактометрі ДРОН-2 (мідне випромінювання, CuKa = 1,5418 Å). Оглядові рентгенограми для якісного фазового аналізу ($2\theta=10\text{--}60^\circ$) отримано із швидкістю $1^\circ/\text{хв}$. Рентгенівський мікроаналіз (реєстрація дебаєграм) для зразків з глибини 151,9–153,5, 161,0–162,5, 163,9–165,5 м здійснено на рентгенівському апараті УРС-60 в камері РКД-57,3 мм (аналітик О.Є. Гречанівська).

Електронний парамагнітний резонанс (ЕПР). ЕПР-дослідження польових шпатів проведені в ІГМР (аналітики А.Л.Ларіков, М.М.Багмут). Для запису спектрів ЕПР було виділено на ситах фракції плагіоклазу та мікрокліну з розміром частинок 0,1–0,05 мм. Спектри 18 зразків польових шпатів русько-польянських гранітів та 1 зразка рапаківі КНП (с.Васильків) записано на спектрометрі РЕ-1301 з довжиною хвилі 3 см при кімнатній температурі. Послаблення мікрохвильової потужності складало 10 дБ. Спектри записані в діапазоні магнітного поля 50–380 мТ.

Геохімічні методи дослідження

Геохімічні дослідження були спрямовані на вивчення особливостей хімічного складу гранітоїдів умісту елементів-домішок, визначення їх ізотопного віку.

Уміст петрогенних компонентів визначався за допомогою *силікатного аналізу* («мокра хімія»), що виконаний у хімічній лабораторії ІГМР (аналітики А.І.Самчук, О.П.Красюк, Г.В.Ренкас) та центральній лабораторії ПДРГП «Північгеологія» (аналітики Л.В.Наливайко, Г.І.Любомська). Дослідження проб виконувалося за такими нормативними документами: НСАМ 138-Х – SiO₂, CaO, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, TiO₂; НСАМ 61-С – K₂O, Na₂O; ДСТУ – 3055-95 – SO₃; НСАМ 120Х – H₂O; НСАМ-118-Х – впп; НСАМ 197-Х – P₂O₅. Точність вимірювання масових часток відповідає III категорії точності згідно з СОУ 73.1-41-08.00.02:2004.

Уміст у гранітах та мономінеральних фракціях РПМ елементів-домішок визначено за допомогою *рентгено-флуоресцентних методів* аналізу в лабораторії Науково-навчального інституту "Інститут геології" Київського національного університету (КНУ) імені Тараса Шевченка. Визначення умісту елементів K, Rb, Sr, Ga, Zr, Nb, Y, Pb, Zn, Th, U в гранітах методом РФА виконано на рентгенофлуоресцентному спектрометрі СЕР-01 (фірма «Елватех», Київ) та рентгенофлуоресцентному спектрометрі з

радіонуклідним джерелом (РФС-РД) (власна розробка ННІ «Інститут геології») методом зовнішнього стандарту з використанням стандартних зразків хімічного складу СГ-1А – граніт альбітизований (ДСЗ №520-84П, CPCP), BR – базальт, GH – граніт (GRPG, Нансі, Франція), AGV-1 – андезит, BCR-1 – базальт, G-2 – граніт (USGS, США), GSP-1 – гранодіорит (USGS, США) (аналітики О.В.Андреєв, І.І.Аширова). Межа виявлення елементів-домішок: K – 0,1 мас. %, Rb – 3 ppm, Sr – 3 ppm, Ga – 10 ppm, Zr – 10 ppm, Nb – 10 ppm, Y – 5 ppm, Pb – 3 ppm, Zn – 20 ppm, U, Th – 5 ppm, Ba – 10 ppm. Відносна похибка вимірювання – 10 %. Маса лабораторної наважки – 1 гр.

Уміст мікроелементів (Ta, Hf, REE) у гранітах РПМ визначено за допомогою *методу мас-спектрометрії з індуктивно-зв'язаною плазмою* (ICP-MS) на мас-спектрометрі Element-2 у стандартному режимі в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України (аналітики А.І. Самчук, О.Г. Антоненко, Т.І. Макаренко). Переведення в розчин зразків здійснювали за методикою кислотного розкладання в мікрохвильовій печі з наважок дев'яти проб масою 100 мг кожна. Як стандартний зразок використано внутрішньолабораторний атестований зразок граніту, розкладений за тією ж методикою, що й аналізовані зразки.

Як допоміжний метод, для визначення мікроелементів: Li, Be, Sn, W, Mo, Cu застосовано спектральний аналіз, який виконано у центральній лабораторії ПДРГП “Північгеологія” (М.Ф.Часвський, З.І.Харченко, М.А.Стаднійчук). Для вимірювання елементів-домішок використовувався еталон РЗП-4 (стандартний зразок складу граніту). Результати визначення відповідають V категорії точності згідно з СОУ 73.1-41-08.01:2004. Точність вимірювання для Li – 8, Be – 3, Sn – 1, W – 3, Mo – 0,5, Cu – 1. Дослідження виконані за КНД 41-143082-79-05-96.

Визначення середньозважених та кларків концентрацій елементів виконувалося за рекомендаціями (Вернадський, 1937; Войновский та ін., 2006).

Мікрозондові дослідження. Хімічний склад головних породотвірних мінералів гранітів досліджувався в прозоро-полірованих шліфах та аншліфах на електронному мікроскопі мікроаналізаторі JEOL 6700 в ІГМР (аналітичні роботи виконали: О.А.Вишневський, Ю.О.Литвиненко). Умови та аналітичні характеристики вимірювань наступні: напруга прискорення електронів 20 кВ, струм зонда 0,75 нА та діаметр зонда 1–2 мкм. Час набору спектра характеристичного рентгенівського випромінювання склав 60 с. В якості стандартів при мікроаналізів використані чисті метали – для Si, Ti, Al, Fe, Mn та синтетичні Na_3AlF_6 , MgO , CaF_2 , KCl для Na, Mg, Ca, K відповідно. Для розрахунку усередненого хімічного складу мінералів із різних інтервалів глибин свердловини гранітів первісні аналізи мінералів були нормовані на 100 %. Частково визначення хімічного складу мінералів гранітів здійснювалось у Технічному центрі НАН України на електронно-зондовому приладі JXA-8200 фірми Jeol (Японія) (аналітик В.Б.Соболєв). Умови аналізу: прискорююча напруга 15 кВ, сила струму зонда 10 нА, діаметр зонда 1–5 мкм, час накопичення сигналу 20–30 с. Еталоном слугували хімічно чисті оксиди металів, синтетичні матеріали та окремі природні мінерали. Також визначення хімічного складу акцесорних мінералів виконувалось у лабораторії електронного мікроаналізу Геологічного інституту словацької академії наук (Банска Бистриця) на електронно-зондовому приладі JXA-8530 фірми Jeol (Японія) (аналітик Т.Мікуш).

Електронно-мікроскопічні дослідження хімічного складу мінералів граносінітів проведено на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі PEMMA-202 з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром «Link systems» в лабораторії навчально-наукового інституту “Інститут геології” Київського національного університету ім. Тараса Шевченка (аналітик О.В.Андреєв). Використовувались напилені графітом поліровані препарати, які попередньо досліджувались методом оптичної мікроскопії. Більшість мікроскопічних спостережень виконувалось при 120-кратному збільшенні, результати яких представлялись у формі чорно-білих

цифрових зображень поверхні препарату у відбитих електронах з використанням режиму СОМРО. З метою діагностики мінеральних фаз у певних точках проводився якісний рентгеноспектральний аналіз шляхом набору спектрів та співставлення в них інтенсивностей піків характеристичного рентгенівського випромінювання окремих хімічних елементів. Кількісне визначення вмісту компонентів проводилось профілями по 10–30 точок (локальність до 5–7 мікронів). При використанні стандартних режимів набору спектрів (напруга прискорення електронів 20 кВ, експозиція 60 секунд) досягалась межа визначення вмісту хімічного елементу не менше 0,1 мас. % і точність розрахунку концентрації методом внутрішнього стандарту не гірше 5 відносних % (контроль – за стандартними зразками мінералів). Розрахунок формульних одиниць мінералів за даними визначень хімічного складу виконувався в додатках MS Excel. Для розрахунку усередненого хімічного складу мінералів із різних інтервалів глибин свердловини гранітів первісні аналізи мінералів були нормовані на 100 %.

Ізотопно-geoхімічні дослідження

Ізотопно-геохімічні дослідження цирконів, апатитів та плагіоклазів проводилися в ІГМР. Циркони продатовані класичним уран-свинцевим ізотопним методом (Довбуш та ін. 2008; Фор, 1989). Для датування з неелектромагнітної фракції (гл.225,0 – 227,0; гл.238,6 – 242,0 м) було відібрано однорідні, водяно-прозорі видовженопризматичні безбарвні та ледь забарвлені у рожевий колір кристали циркону. Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201 АТ у мультиколекторному статичному режимі (оператор О.Б.Висоцький, О.В.Зюльцле). Хімічну підготовку зразків для мас-спектрометричного аналізу виконано за методикою (Довбуш і др., 2008) (аналітик Т.І.Довбуш). Визначення ізотопів стронцію в апатитах і плагіоклазах здійснено на п'ятиколекторному мас-спектрометрі в ІГМР. Ізотопний склад стронцію апатитів та плагіоклазів (гл. 225,0–227,0 та 238,6–242,0 м) визначався у чотирьох зразках граніту (оператор О.Б.Висоцький). Хімічну підготовку зразків

виконано І.М.Котвицькою. Математична обробка експериментальних даних виконана за програмою Pb Dat і ISOPLOT. Похибки визначення віку наведені за величиною 2σ . В якості стандартного зразку для перевірки метрологічних характеристик методу використано стандарт циркону ГМР-1.

Для побудов різних діаграм крім власних нових даних залучалися також матеріали робіт попередніх досліджень (Воробей и др., 1984; Есипчук и др. 1993, , Усенко и др., 1972, Ушакова, 1980, Циба та ін., 2012; Шеремет и др., 2014).

Висновки

Комплекс методів дослідження гранітоїдів РПМ, використаний в роботі, визначався завданнями, що сформульовані вище.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПІВНІЧНО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ

Геологічна будова КНП висвітлена в наукових публікаціях (Лучицкий и Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947; Есипчук и др., 1990; Щербаков, 2005). Значна частина матеріалів по КНП і особливо північно-східній його частині, де розташований РПМ залишилась неопублікованою. У даному розділі коротко подана геологічна будова КНП УЩ. За матеріалами ДП «Укрцентргеологія», ПДРГП «Північгеологія» викладені основні риси геологічної будови північно-східної частини Корунь-Новомиргородського plutону.

3.1. Загальні риси геологічної будови Корсунь-Новомиргородського plutону

КНП є складним багатофазним інtrузивом анартозит-рапаківігранітної формaciї палеопротерозойського віку. Раніше, як і Коростенський plutон, його відносили до коростенського комплексу. У діючій хроностратиграфічній схемі докембрійських утворень УЩ КНП віднесений до корсунь-новомиргородського комплексу (Кореляційна..., 2004). У межах Інгульського блоку цей комплекс представлений лише КНП. Деякі дослідники (Митрохін, 2011, с 108) вважають, що до складу корсунь-новомиргородського анартозит-рапаківігранітного комплексу повинні входити також і невеликі сателітні гранітоїдні масиви в його західному та східному облямуванні, дайки сублужних діабазів та plagіопорфіритів, які розповсюджені в породах «рами» на схід та південь від КНП, а також контактово-термальні та метасоматичні утворення всередині та навколо plutону.

КНП вкорінений у протерозойський складчастий фундамент, у товщі переважно глиноземистих гнейсів інгуло-інгулецької серії з гранітами кіровоградського типу і в своїй південній частині контактує з порфіроподібними гранітами Новоукраїнського масиву (Щербаков, 2005). Плутон приурочений до Центральної зони глибинних розломів, що перетинає УЩ у північно-західному напрямку, субпаралельно по відношенню до межі щита з Дніпрово-Донецькою западиною.

У плані КНП має овальну форму, видовжену у субмеридіональному напрямку. Його складна будова обумовлена «злиттям» двох великих багатофазних гранітоїдних масивів північного – Корсунь-Шевченківського і південного – Шполянського з багатофазними габро-анортозитовими масивами.

За геофізичними даними два вище згаданих гранітних масиви є пластиноподібними тілами потужності 1–3 км, які, поблизу контактів з габро-анортозитовими масивами, ускладнені гранітоїдними інтрузіями «з заглибленими коренями» (Болюбах, 1972). «Заглиблені корені» є кільцевими магмопідвідчими каналами (Митрохин, 2011, с 110).

За розрахунками (Митрохин, 2011, с 59) загальна площа КНП складає 5513 км². Гранітоїди займають 76 % від його площині, найбільш розповсюджені серед них овоїдні рапаківі, анортозити, габро-анортозити та лейкократові габроїди складають приблизно 15 % від площині плутону (Митрохин, 2011, с 109). Характерною особливістю КНП є значний розвиток гібридних монцонітоїдних порід (приблизно 3%) (Митрохин, 2011, с 109). На значній площині породи КНП перекриті мезо-кайнозойськими відкладами потужністю 1–100 м (Митрохин, 2011, с 109).

Серед рапаківі В.І.Луцицьким за забарвленням та структурою виділено декілька типів: канівський, корсунський та черкаський (Луцицький и Лебедев, 1934; Луцицький, 1947). Канівському типу рапаківі (розповсюджений у басейні р. Рось на ділянці між Яблуновкою та Набутовим), властиве зеленувато-сіре забарвлення та крупноовоїдна

структуря з чисельними овоїдами лужного польового шпату (розмір овоїдів від 2–3 до 4–5 см). З початку канівський тип рапаківі, за В.І. Лучицьким, об'єднував нормальні та «основні» різновиди. Пізніше, «основний» різновид був виділений як корсунський тип рапаківі. Він відрізняється темнішим забарвленням, більшим умістом мафічних мінералів, меншими розмірами овоїдів (1.5–2.0 см), зернистістю міжовоїдної маси, а також рідкістю плагіокласових оболонок навколо овоїдів. Цей тип утворює неправильної форми ділянки та смуги серед звичайних канівських рапаківі (Митрохин, 2011, с 111). Черкаський тип рапаківі (розвісюджений по р. Ольшанка, біля смт Городище) відрізняється від канівського темним бурувато-сірим чи зеленувато-сірим, майже чорним, забарвленням і меншими розмірами овоїдів з переривчастими плагіокласовими оболонками.

Як зазначає О.В.Митрохин забарвлення породи, яке використовується у якості важливої первісної ознаки при виокремленні типів рапаківі, суттєво залежить від ступеню розвитку гіпергенних та постмагматичних змін (Митрохин, 2011, с 112).

Згідно (Shumlyansky et al., 2017) формування більшості основних та кислих порід корсунь-новомиргородського комплексу відбувалося в інтервалі часу 1757–1750 млн років, а пізні етапи комплексу представлени монцонітами та сіенітами, що утворилися в інтервалі 1748–1744 млн років. За даними (Шестопалова и др., 2014) гранітоїди Корсунь-Шевченківського та Шполянського масивів були сформовані одночасно у віковому інтервалі 1754–1748 млн років.

За геохімічними ознаками гранітоїди плутону належать до А-гранітів і характеризуються коровим джерелом їх вихідних розплавів (Митрохин, 2011 с 165).

КНП більшістю дослідників приймається як багатофазний інтузив із гомодромною послідовністю вкорінення. (Кононов, 1966). Існує уявлення, що у КНП базитовий та гранітоїдний магматизм чергувалися у часі (Митрохин, 2011, с 275). Послідовність укорінення гранітоїдних масивів

анортозит-рапаківігранітної формації така: першими формувалися амфіболові та біотит-амфіболові граніти, за ними – біотитові лейкограніти та аплітоїдні граніти (Митрохин, 2011, с 132).

3.2. Геологічна характеристика північно-східної частини Корсунь-Новомиргородського plutону

За матеріалами (Циба та ін., 2012) породи рапаківігранітної формації північно-східної частини КНП представлені гранітами рапаківі; рапаківіподібними гранітами та гранітами з мікропегматитовою структурою; русько-полянськими сублужними гранітами; аплітоїдними, апліто-пегматоїдними, пегматоїдними жильніми породами; пегматитами; кварцовими та лужними сієнітами. З породами рапаківігранітної формації пов’язані альбіт-мікроклінові, мікроклінові метасоматити. В зонах езоконтакту plutону спостерігаються контактові роговики та скарноїди.

У північно-східній частині plutону розташований РПМ сублужних гранітів площею біля 340 км^2 (рис. 3.1). Він має форму трикутника. Масив витягнутий з південного сходу (с. Руська Поляна) на північний схід до широти с. Хрещатик (с. Софіївка) на 40 км, розширюючись в цьому напрямку з 3 до 12 км. На денну поверхню граніти масиву не виходять і залягають під осадовим чохлом потужністю 80–145 м. Вони розкриті численними картувальними свердловинами та свердловинами глибинної геохімії.

На півночі гранітний масив обмежується субширотним Межиріцьким розломом, на півдні – Русько-Полянським розломом. На сході масив має тектонічний контакт з породами рами, що представлені біотитовими та піроксен-біотитовими гнейсами чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії та гранітами кіровоградського комплексу. У зоні ендоконтакту масив містить ксеноліти порід чечеліївської світи (Щербаков, 2005). На південному заході гранітоїдний масив межує з крупно-середньоовоїдними біотит-амфіболовими ($\gamma_1^r PR_1 kn$) та біотитовими ($\gamma_2^r PR_1 kn$) гранітами рапаківі. З гранітами рапаківі

РПМ утворює геологічну межу від с.Первомайське до широти с.Руська Поляна і охоплює у південній частині РПМ габро-анортозитів (PR_1^{2kn}), що витягнутий у північно-західному напрямку. Жили русько-полянських гранітів січуть габро-анортозити та граніти кіровоградського комплексу (Щербаков, 2005). Саме наявність серед гранітів основних порід вважається одним з головних критеріїв віднесення масиву гранітів до складу КНП (Щербаков, 2005).

РПМ складений різними за структурою та мінеральним складом гранітами: порфіроподібними різновидами з різною кількістю вкраплеників калієвого польового шпату, ріznозернистими гранітами від дрібно- до крупнозернистих гранітів. За мінеральним складом русько-полянські граніти – мусковіт-біотитові, біотитові, амфібол-біотитові, іноді досягають складу граносіенітів (Щербаков, 2005).

Основу масиву, за даними дослідників ДП «Укрцентргеологія», складають сублужні суттєво калієві граніти, граніти нормального ряду представлені в підпорядкованій кількості (Воробей и др., 1984). Серед різновидів русько-полянських гранітів сублужні граніти виділяються найбільш високою сумою лугів (до 10 %), а в окремих випадках схожі із лужними гранітами. За кремнекислотністю русько-полянські граніти відносяться до лейкогранітів, рідше – гранітів.

Північно-західніше с. Руська Поляна, північно-східніше та південно-східніше с. Дубіївка спостерігаються самостійні, незначні за площею (до 2–3 km^2) тіла біотит-амфіболових (γ_1^{pp}) біотитових (γ_2^{pp}) рапаківіподібних гранітів (Поддубный и др., 1978). Макроскопічно це сірі, зеленувато-сірі, зрідка – з рожевим відтінком порфіроподібні масивні породи. Характерною їхньою ознакою є суттєва перевага порфіроподібних украплеників польових шпатів над овоїдними, в останніх, як правило, повністю відсутня plagіоклазова кайма.

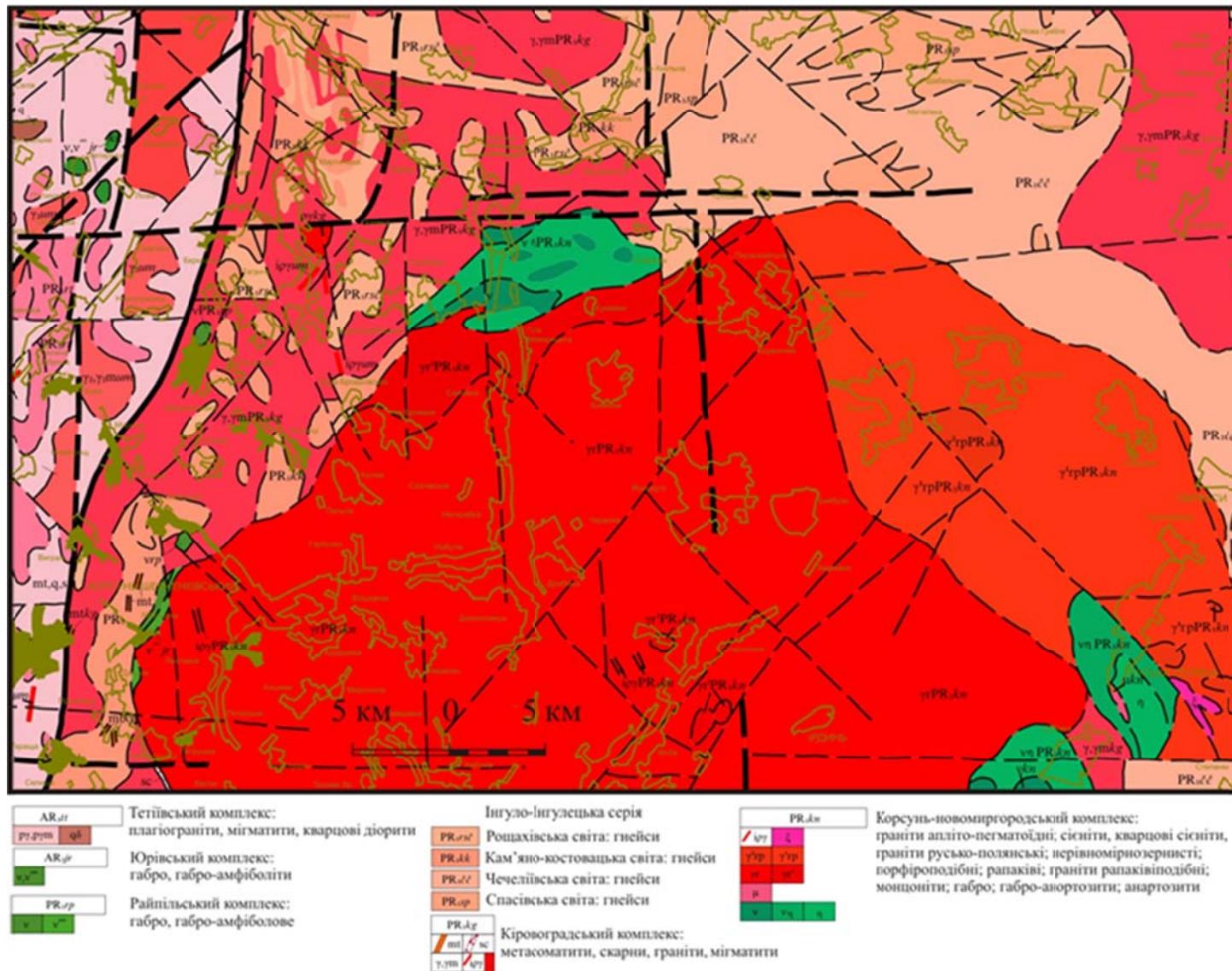


Рис. 3.1. Геологічна карта кристалічного фундаменту із змінами. Масштаб 1:200000. Центральноукраїнська серія. М-36-ХХ (Корсунь-Шевченківський) за матеріалами (Циба та ін., 2012)

Кварцові сієніти ($q\xi$) утворюють тіла площею до 3,0 км² серед масиву русько-полянських середньо-крунопорфіровидних гранітів південно-східніше с. Руська Поляна (Воробей и др., 1984). Від сублужних гранітів вони відрізняються нижчим умістом кварцу та відносно високим – темноколірних мінералів, серед яких присутня рогова обманка.

Південно-східніше с. Руська Поляна спостерігаються аплітоїдні ($\gamma^a PR_1 kn$) і апліто-пегматоїдні ($\gamma^{ap} PR_1 kn$) граніти. Потужність їхніх жильних тіл серед русько-полянських гранітів досягає перших десятків метрів (Поддубный и др., 1978).

Тіла метасоматитів ($mtPR_1 kn$) простежуються по простяганню на перші сотні метрів, досягаючи потужностей від десятків сантиметрів до 2,5–3,0 м. Північно-західніше с. Мошни серед катаклазованих крупнопорфіроподібних гранітів розкриті альбіт-мікроклінові метасоматити (Поддубный и др., 1978). Породи рожевувато-світло-сірі, на окремих ділянках зберігають порфіроподібну структуру. Суттєво альбітові метасоматити поширені переважно в південно-східній частині РПМ. Вони представлені світло-рожевими крупнозернистими до гігантозернистих породами з чіткими таблитчастими зернами альбіту.

РПМ габро-анортозитів, площею 23 км² складений анортозитами (40–50 %), габроанортозитами (до 30 %), габро та габроноритами (біля 20 %). Анортозити ($\eta PR_1 kn$) є найпоширенішими породами серед утворень габроанортозитової формації. Вони розкриті свердловинами між сіл Руська Поляна та Дубіївка (Поддубный и др., 1978) і представлені сірими, темно-сірими крупно- та гігантозернистими майже мономінеральними плагіоклазовими породами масивної текстури.

Габро та габронорити (v) утворюють штокоподібні та пластові тіла, будова яких неоднорідна за рахунок перешарування порівняно малопотужних (десятки метрів) прошарків, складених габро, габроноритами, їх олівіновими та рудними різновидами. Вони утворюють серед вміщуючих їх анортозитів та габро-анортозитів тіла переважно овальної форми, які в плані та на глибину

порівняно швидко виклинуються. У межах РПМ основних порід габро на рівні ерозійного зрізу складені два тіла, площею біля 0,5 та 2,5 км². (Поддубний и др., 1978). Серед габроанортозитів та габромонцонітів розкриті прошарки габро та габроноритів незначної потужності (Циба та ін., 2012). Габро макроскопічно темно-зеленувато-сіре, дрібнозернисте та дрібно-середньозернисте, з поступовими переходами у дрібнопорфіроподібні, масивні породи. У порфіроподібних різновидах на фоні дрібно-середньозернистої основної маси спостерігаються таблитчасті вкраплення польових шпатів, довжиною до 1,0 см, уміст яких досягає 7–10%.

У південно-східній рідкіснометалевій частині масиву проявлені прирозломні метасоматичні нерозчленовані габро-монцоніти й дрібно-середньозернисті кварцові сіеніти, що утворилися по габро (Воробей и др., 1984). Габромонцоніти (vμ) закартовані у вигляді звужених тіл, завширшки 400–600 м та протяжністю до 1,5–1,8 км (Циба та ін., 2012). Вони є темно-сірими до чорних дрібнозернистими породами з овоїдами калішпату.

Згідно (Щербак и др., 1990) монцонітоїди виникають за рахунок контактових перетворень анортозитів. За спостереженнями (Митрохин, 2011) монцонітоїди, як правило, розвинуті на контактах гранітів рапаківі з мезократовими габроїдами і демонструють яскраві ознаки магматичного змішування гранітоїдного та базитового розплавів, що свідчать про можливість їх синхронного вкорінення. Умови залягання та характер контактів свідчать про магматичне походження монцонітів (Митрохин, 2011, с 122).

3.3. Рідкіснометалеві граніти Русько-Полянського масиву

У південно-східній частині РПМ залягають рідкіснометалеві граніти (рис. 3.2). Згідно А.І Вороб'я рідкіснометалеві граніти виникли по гранітам рапаківі, внаслідок просування фронту лужного метасоматозу з південного сходу на північний захід (Щербаков, 2005). А.І.Воробей виділив ряд фаз гранітів (Воробей и др., 1984), що виникали послідовно (рис. 3.2). А з них 7

типів метасоматично змінених гранітів (γ гр, γ^1 гр, γ^1_1 гр, γ^2 гр, γ^3 гр, γ^4 гр, γ^5 гр). Перша фаза – граніти тилових зон, які виникли в процесі K- і K-Na-метасоматозу. Вона представлена дрібнозернистими (розмір зерна до 1 мм), мусковіт-біотитовими, біотитовими, амфібол-біотитовими гранітами (γ^5 гр). Граніти утворюють прожилки (потужністю 0,01–0,1 м), жили (0,1–20 м), малі тіла (200 м). До цієї фази належать дрібнопорфіроподібні граніти з дрібо-

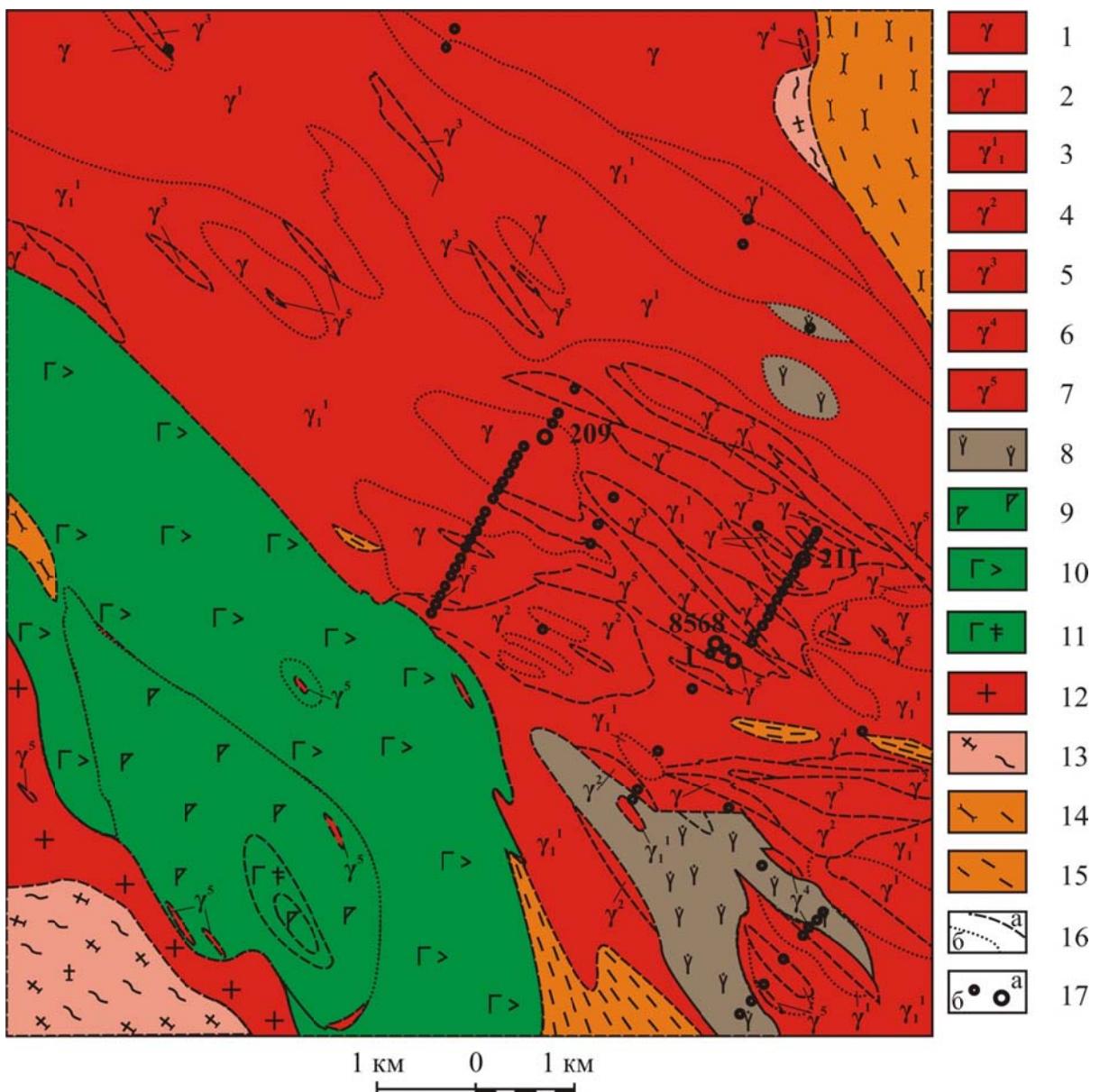


Рис. 3.2. Схематична геологічна карта південно-східної частини РПМ за (Воробей и др., 1984) із змінами; 1-7 – русько-полянські граніти, 8 – кварцові сіеніти, 9 – габро, 10 – анортозити та габро-анортозити; 11 – габро-монцоніти та кварцові сіеніти; 12 – рапаківіподібні граніти; 13 – мігматити кіровоградсько-житомирського комплексу; 14, 15 – гнейси біотитовій та проксен-біотитовій інгуло-інгулецької серії; 16 – межі: а – передбачуваних геологічних тіл, б – типів гранітів; 17 – свердловини: а – глибинні, б – картувальні.

середньозернистою основною масою, біотитові, амфібол-біотитові граніти (γ^4 гр). Розмір зерен основної маси до 2,5 мм, а розмір порфіроподібних виділень польових шпатів до 15 мм. Граніти утворюють прожилки потужністю до 0,05–0,1 м, жили (0,1–20 м) та малі тіла до 250 м.

Друга фаза – граніти передового фронту К-метасоматозу за рахунок вміщуючих гранітів рапаківі. Граніти другої фази представлені дрібно-середньозернистими (розмір зерен до 3 мм), рідше середньозернисті (2,5–3,5 мм), мусковіт-біотитові, біотитові граніти (γ^3 гр); До них належать також дрібно-, середньо-, крупнозернисті (з розміром зерен до 15 мм), мусковіт-біотитові, біотитові, амфібол-біотитові граніти (γ^2 гр).

Третя фаза – частково гранульовані й перекристалізовані граніти, що зберегли порфіроподібну структуру та дрібно-середньокрупнозернистий склад (розміром зерен до 7 мм) основної маси вихідних гранітів рапаківі КНП. Серед них дослідники виділяють (Воробей и др., 1984): дрібно-порфіроподібні (з розміром порфіроподібних виділень до 15 мм) біотитові, амфібол-біотитові граніти (γ^1 гр), а також середньопорфіроподібні (розмір порфіроподібних украплеників 15–25 мм), біотитові, амфібол-біотитові граніти (γ^1 гр) та крупнопорфіроподібні (з розміром украплеників більше 25 мм) біотитові граніти (γ гр). До цієї фази відносять також порфіроподібні, крупно-середньозернисті амфібол-біотитові кварцові сієніти ($q\xi$ гр).

Як буде показано нижче русько-полянські рідкіснометалеві граніти є магматичними утвореннями.

Серед рідкіснометалевих гранітоїдів РПМ спостерігаються малопотужні жили амфібол-флогопіт-псевдолейцитових порід. Вони розташовані за 6 км східніше с. Руська Поляна. За отриманими даними (Гейко и др., 1991), ці породи залягають у вигляді сили або пластини потужністю від 0,05 до 0,5 м, що полого занурюється на південний схід. Контакти з рапаківіподібним гранітом – чіткі. Сил складений дрібно- та мікрозернистою темно-сірою породою із мікропорфіровими виділеннями округлих кристалів псевдолейциту (Гейко и др., 1991).

Висновки

1. Корсунь-Новомиргородський pluton – багатофазний інтузив анортозит-рапаківі-гранітної формациї протерозойського віку, який віднесений до корсунь-новомиргородського комплексу. Більшу за об'ємом частину plutону складають гранітоїди, серед яких переважають овоїдні рапаківі. Більшість порід кислого й основного Корсунь-Новомиргородського plutону формувалися в інтервалі 1757–1750 млн років. Гранітоїди Корсунь-Шевченківського та Шполянського масивів plutону утворилися одночасно і в вузькому віковому інтервалі 1754–1748 млн років. Гранітоїдні масиви Корсунь-Новомиргородського комплексу належать до анорогенних гранітів (А-типу) з коровим джерелом магмогенерації. Гранітоїди plutону вкорінювалися послідовно. Першими формувалися амфіболові та біотит-амфіболові граніти, потім біотитові лейкограніти та аплітоїдні граніти.
2. Північно-східну частину КНП складають рапаківі та різні за структурним і мінеральним складом граніти, серед яких відомі русько-польянські суб служні граніти. За мінеральним складом вони мусковіт-біотитові, біотитові, амфібол-біотитові, іноді досягають складу граносієнітів РПМ гранітів відносять до складу КНП.
3. Рідкіснометалеві граніти РПМ розташовані у його південно-східній частині. Дослідниками виділено декілька типів русько-польянських гранітів.

РОЗДІЛ 4

ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО- ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ

У розділі наведені результати петрографічного дослідження гранітів та граносієнітів свердловин, пробурених у рідкіснометалевій південно-східній частині РПМ поблизу с. Руська Поляна. Гранітоїди масиву представлені різноманітними за кольором, структурою породами.

4.1. Граніти

Граніти розкриті свердловиною (сврд. № 8568) на глибині 137,5–252,5 м м. У верхній частині розрізу свердловини спостерігаються сіро-рожеві дрібно-середньозернисті мусковіт-біотитові, біотитові граніти (γ^5 гр) із незначною кількістю дрібних порфіроподібних виділень калієвого польового шпату. Глибинні граніти (γ^1 гр) розрізу свердловини складені різноманітними за кольором, переважно середньо-крупнозернистими, порфіроподібними біотитовими з невеликою кількістю амфіболу гранітами та жилами аплітоподібних гранітів. Ці жили повністю позбавлені порфіроподібних украплеників мікрокліну.

Текстура гранітів масивна, на окремих ділянках трахітоїдна і директивна. Для досліджуваних пород характерно різноманітні структури (Пономаренко та ін., 2011; Михальченко та ін., 2016). Найчастіше їм притаманна ксеноморфнозерниста (аплітова) і рідко гранітна структури. Дрібно-середньозернистим гранітам верхньої частини свердловини властива часто аплітові структура, в якій кварц іноді набуває ідіоморфні обриси, а також дрібнопорфіроподібна та пойкіло-пегматитова структури. Більш глибинні граніти, що вміщують крупні кристали мікрокліну нерідко характеризуються порфіроподібною структурою з підпорядкованим значенням пойкілової та

пойкіло-пегматитової структур. Основна маса гранітів має ксеноморфнозернисту структуру. Ідіоморфність породотвірних мінералів залежить від розміру зерен. Так крупні кристали польових шпатів – гіпідіоморфні, дрібні зерна найчастіше – ксеноморфні. У цілому польові шпати досліджуваних порід, більш ідіоморфні за темноколірні мінерали. Останні найчастіше утворюють ксеноморфні зерна. Ідіоморфність салічних та темноколірних мінералів знижується у такому напрямку: плагіоклаз – мікроклін – біотит – кварц. У глибокій частині розрізу свердловини, в окремих шліфах спостерігається гранітна структура – біотит утворює гіпідіоморфні та ідіоморфні кристали і є ідіоморфнішим за кварц та польові шпати.

Порівняно із рапаківі в русько-полянських гранітах автометасоматичні процеси проявлені інтенсивніше. Це пояснюється тим, що найбільш інтенсивні метасоматичні зміни гранітів приурочені до периферійної зони інтрузиву, а у внутрішньому ядрі граніти звичайно слабо змінені (Жариков, Русинов и др. 1998). Саме для периферійної, її особливо, апікальної частини інтрузиву характерна наявність локальних проникних структур (тріщин, апофіз та інше), що фокусують флюїдні потоки (Жариков, Русинов и др., 1998). Автометасоматичні процеси у досліджуваних гранітах проявлені з однаковою інтенсивністю по глибині, але в них не зафіксована метасоматична зональність, яка спостерігалася попередніми дослідниками (Воробей и др., 1984). В русько-полянських гранітах складне співвідношення між салічними мінералами, обумовлене накладеними автометасоматичними процесами альбітизації, мікроклінізації та окварцовування.

Русько-полянські граніти зазнали слабкого катаклазу. Він виражається в таких структурних змінах як одночасна поява непорушених ділянок та ділянок роздробленого матеріалу. Мікрозерниста кварц-польовошпатова маса утворює цемент, поміж ділянками середньозернистої непорушеної структури. У цій масі спостерігаються занозисті зубчаті краї мінералів, вигинання та роздробленість пластинчатих зерен біотиту, вигинання двійників плагіоклазу, а також на фоні середньозернистої маси спостерігаються ділянки роздробленого кварц-

біотитового матеріалу, з розміром зерен менше 0,5 мм та незначною директивністю зерен мінералів. Крім того, про наявність катаclaстичних процесів свідчать перекристалізовані дрібні зерна кварцу, що заликовують тріщини в мінералах, та облямовують більш крупні зерна кварцу і хвилясто-блокове згасання кварцу в схрещених ніколаях.

Мінеральний склад гранітів із глибиною суттєво не змінюється (Михальченко та ін., 2016). У верхній частині розрізу свердловини розвинуті мусковіт-біотитові граніти, у більш глибинній – біотитові та амфібол-біотитові граніти з невеликою кількістю амфіболу.

Верхня частина розрізу свердловини (гл. 137,5 – 159,0 м) представлена *cіро-рожевим дрібно-середньозернистим гранітом* за (Воробей и др. 1984) гранітом γ^5 гр (рис. 4.1), який вивітрілий до гл. 147,9 м. Серед дрібно-середньозернистої маси іноді спостерігаються ксеноморфні виділення

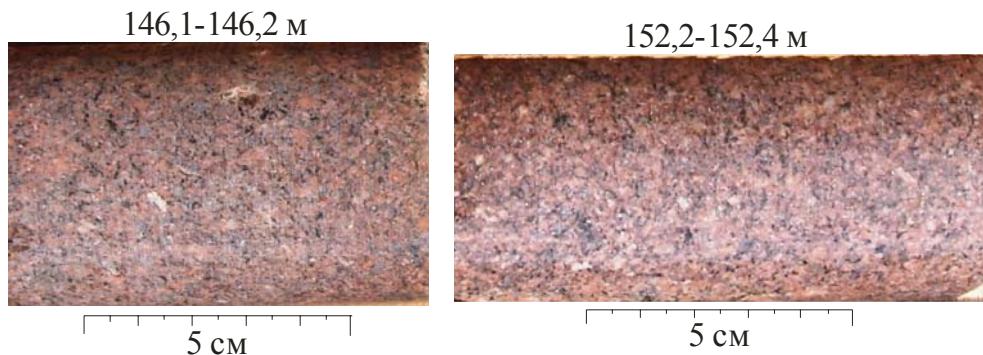


Рис. 4.1. Сіро-рожевий дрібно-середньозернистий граніт верхньої частини свердловини

мікрокліну та ідіоморфних таблитчастих кристалів плагіоклазу розмірами до 1 см. Структура породи: ксеноморфнозерниста, аплітова (рис. 4.2, а), з елементами пойкіло-пегматитової (рис. 4.3, а) та катаclaстичної (рис. 4.3, в) структур, іноді спостерігається порфіроподібна структура (рис. 4.3 д). Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 50 – 60, кварц – 25 – 30, плагіоклаз – 10 – 20, біотит – 2 – 7, мусковіт – 0 – 1.

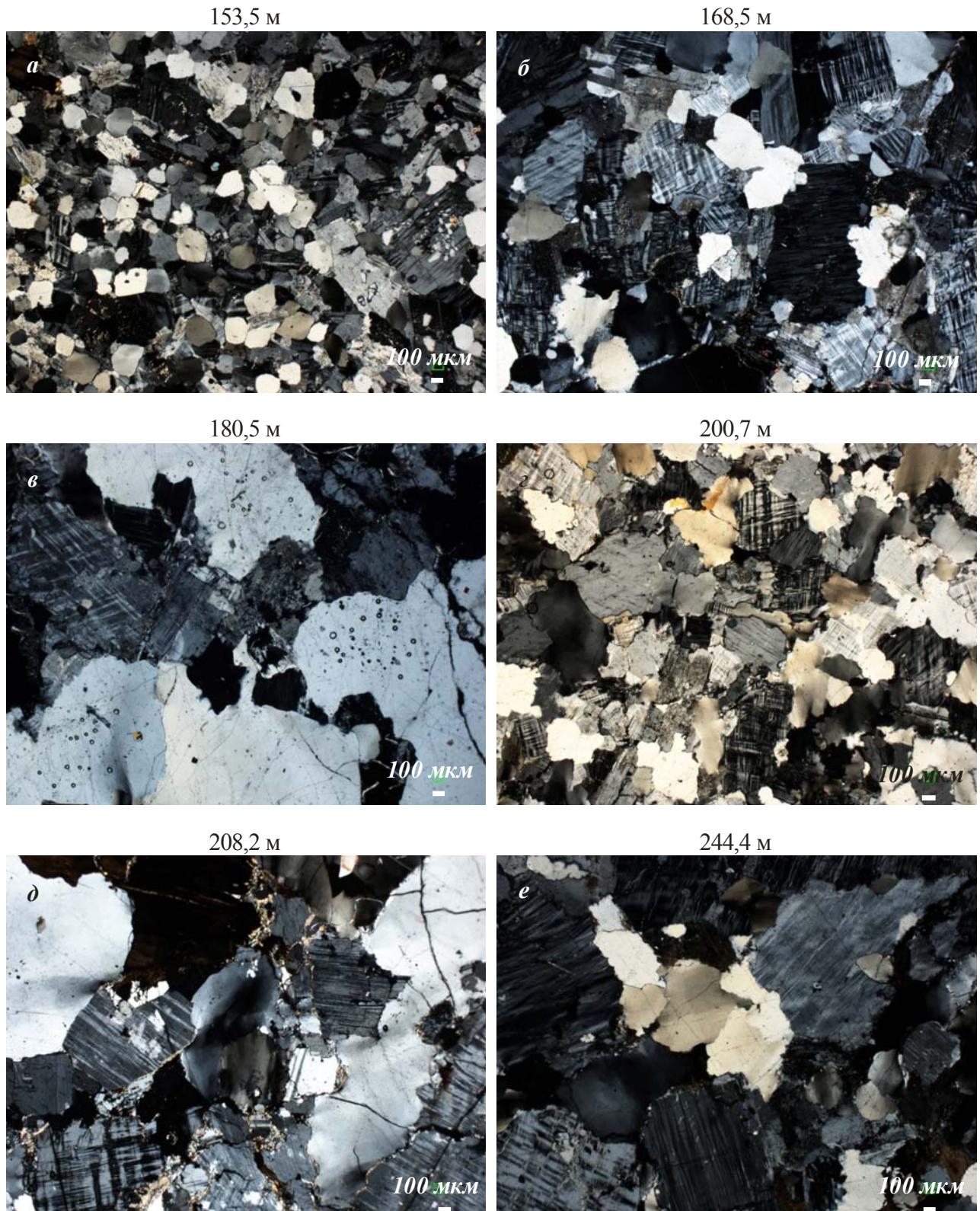


Рис. 4.2. Ксеноморфнозерниста структура русько-полянських гранітів різних глибин свердловини № 8568. Ніколі ×

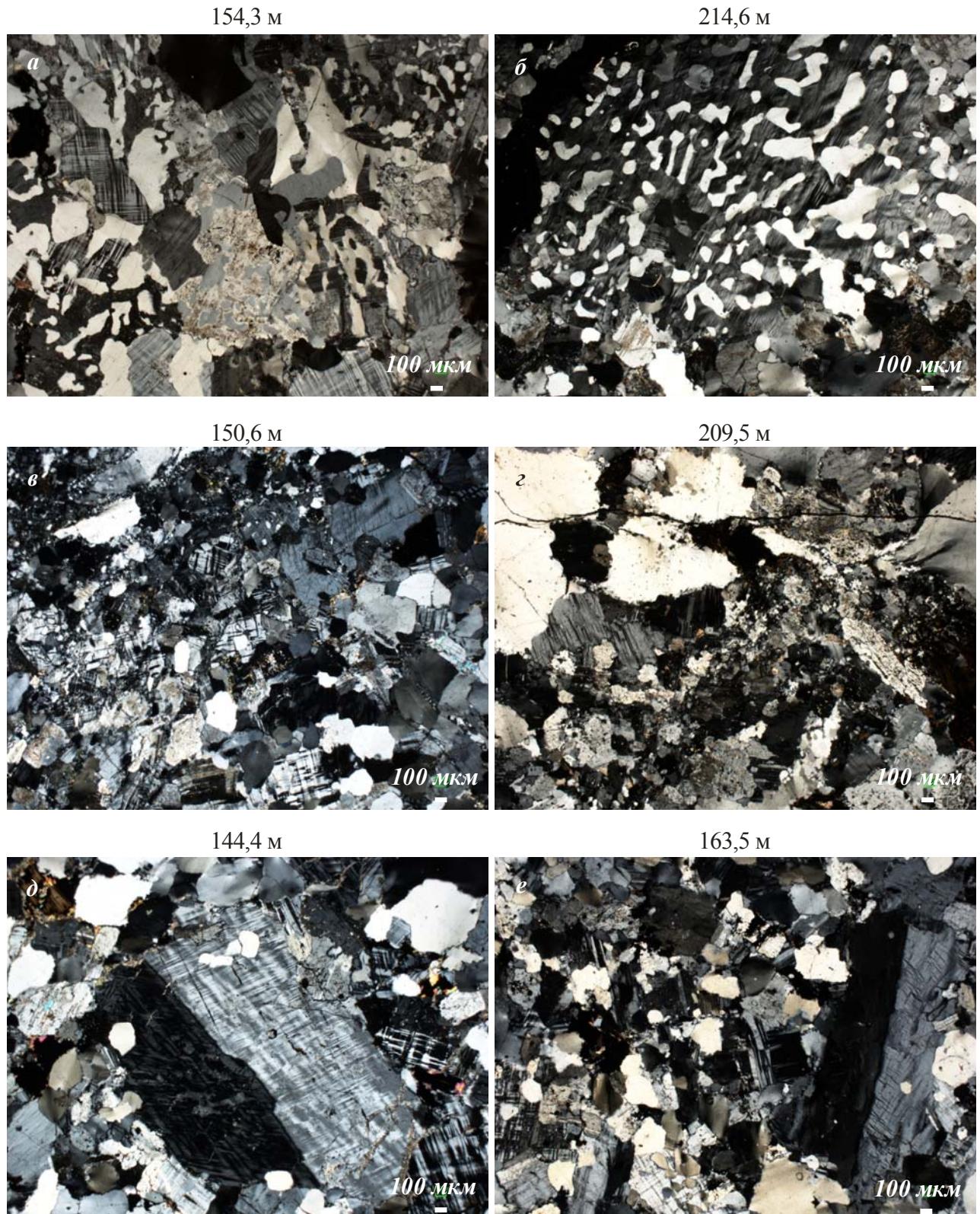


Рис. 4.3. Структури русько-полянських гранітів: а, б – пойкіло-пегматитова, в, г – катакластична, д, е – порфіроподібна. Ніколі ×

Середньо-крупнозернисті і порфіроподібні граніти більш глибинної частини розрізу свердловини (γ_1^1 гр) за структурою, текстурою, мінеральним складом та кольором порід поділено на декілька його різновидів (Михальченко та ін., 2016).

В інтервалі 159,0 – 165,5 м перетнутий *світло-рожевий середньо-крупнозернистий граніт* з окремими порфіроподібними зональними овоїдами мікрокліну довжиною до 3 см. Структура його: порфіроподібна (рис. 4.3, е), гіпідіоморфнозерниста, ксеноморфнозерниста, катакластична, аплітова та місцями пойкіло-пегматитова. Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 40 – 50, кварц – 30 – 35, плагіоклаз – 5 – 15, біотит – 2 – 7, мусковіт – 0 – 1.

В інтервалах глибин 159,0 – 165,5 м світло-рожевий середньо-крупнозернистий граніт січеться жилами різної потужності (від декількох см до 0,4 м) *темно-рожевого аплітоїдного граніту* (рис. 4.4). У цьому дрібнозернистому лейкократовому граніті, з об'ємною часткою темноколірних мінералів менше 1 %, зрідка трапляються ідіоморфні кристали плагіоклазу довжиною до 1 см.

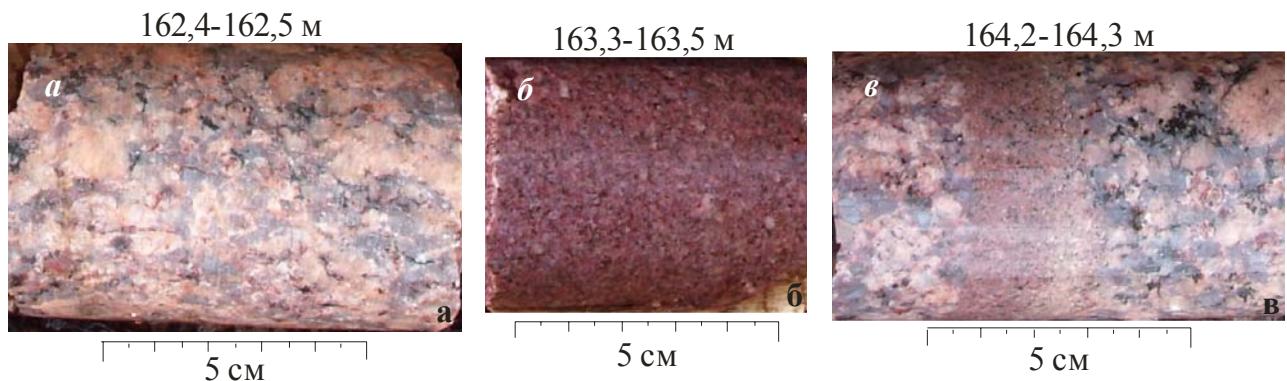


Рис. 4.4. Світло-рожевий середньо-крупнозернистий (а), темно-рожевий аплітоїдний (б) граніти та малопотужна жила темно-рожевого аплітоїдного граніту в середньо-крупнозернистому граніті (в)

З глибини 165,5 м світло-рожевий середньо-крупнозернистий граніт поступово «переходить» у *сіро-рожевий порфіроподібний граніт* (рис. 4.5) з нерівномірною насиченістю вкраплеників мікрокліну, який спостерігається до глибини 184,0 м. Украпленики представлені зональними овоїдами,

ксеноморфними виділеннями, а також таблитчастими зернами розміром від 1 до 3 – 4 см. На окремих ділянках спостерігається граніт з трахітоїдною текстурою, яка обумовлена закономірно орієнтованим розташуванням в основній масі породи крупних кристалів мікрокліну. З'являється кварц блакитного кольору. Структура породи: гіпідіоморфнозерниста, ксеноморфнозерниста (рис. 4.2 б, в), катакластична, аплітова. Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 35 – 50, кварц – 35, плагіоклаз – 10 – 20, біотит – до 5, мусковіт – менше 1.

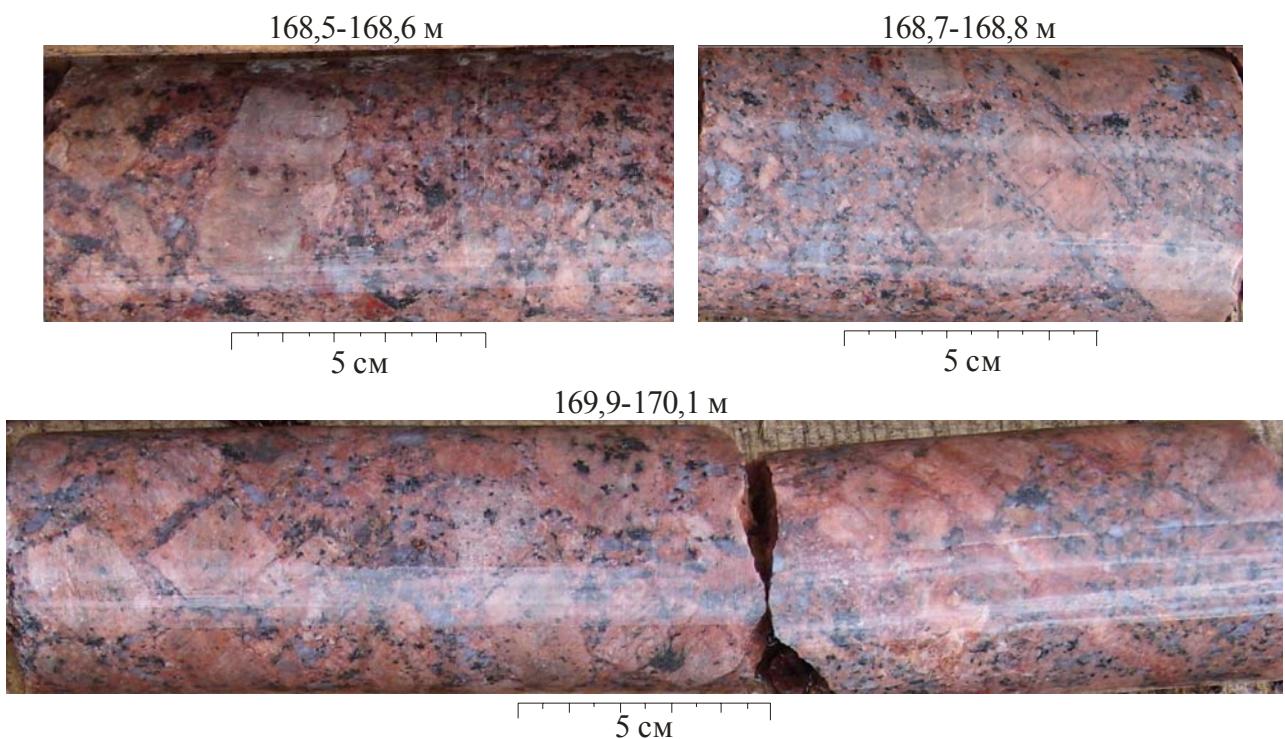


Рис. 4.5. Сиро-рожевий порфіроподібний граніт з украпленниками мікрокліну

В інтервалі 184,0 – 207,0 м спостерігається *сиро-рожевий середньо-крупнозернистий граніт з блакитним кварцом* (рис. 4.6). У граніті є незначна кількість порфіроподібних видіlenь мікрокліну, найчастіше у вигляді зональних овоїдів. Крупні зерна мікрокліну розміром 1,5 – 2 см розподілені нерівномірно в середньо-крупнозернистій масі. На окремих ділянках граніт має директивну текстуру (лусочки біотиту орієнтовані в одному напрямку). Особливістю гранітів цього різновиду є наявність кварцу блакитного забарвлення, характерного для пержанських гранітів. Такий кварц вважають

низькотемпературним метасоматичним мінералом. (Щербаков, 2005).

Структура породи: гіпідіоморфнозерниста, часто ксеноморфнозерниста (рис. 4.2 г), аплітова, з елементами пойкіло-пегматитової. Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 40 – 60, кварц – 30, плагіоклаз – до 20 – 25, біотит – до 5, мусковіт – менше 1.

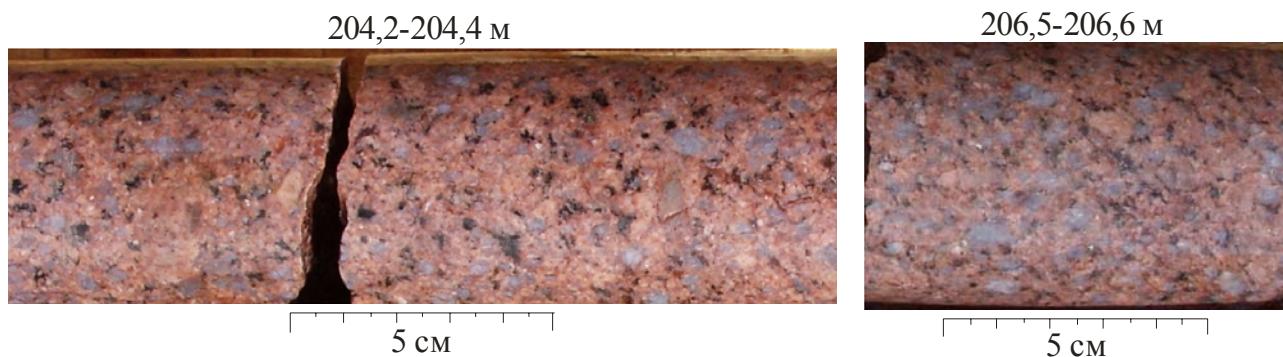


Рис. 4.6. Сіро-рожевий середньо-крупнозернистий граніт з блакитним кварцом

Інтервал 205,2 – 205,9 м представлений альбітитом дрібнозернистим, рожевого кольору (рис. 4.7). Порода – тріщинувата, майже мономінеральна. В альбітиті виявлено гніздоподібні виділення флюориту. По стінкам тріщин спостерігаються зерна сульфідів, тонкі кірки карбонатів та плями гематиту. Структура породи в шліфі: ксеноморфнозерниста. Мінеральний склад, об'ємні %: альбіт – більше 95, мікроклін – до 3, флюорит – менше 1.

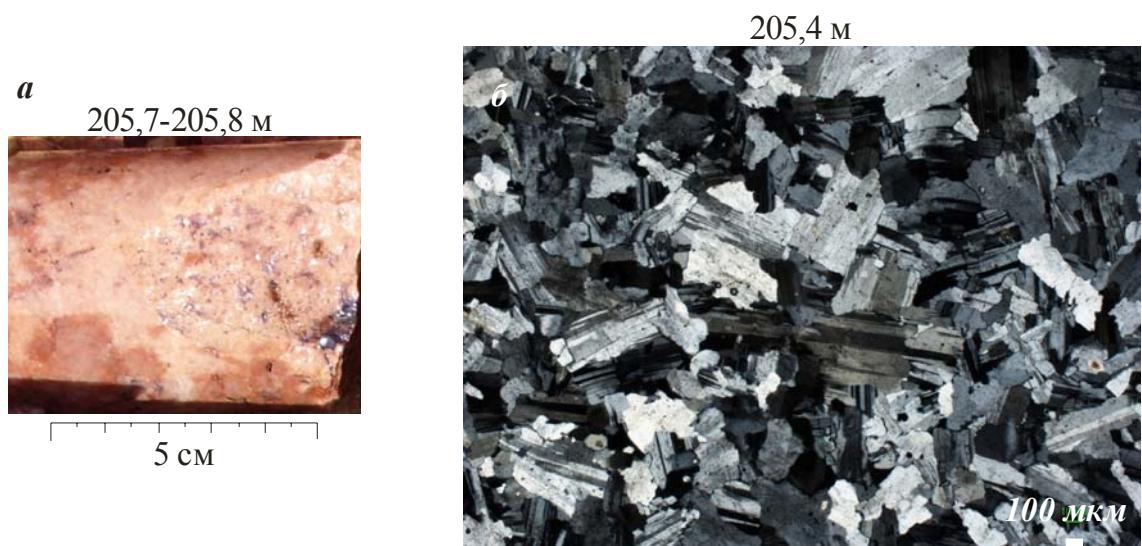


Рис. 4.7. Жила альбіту (а) з ксеноморфнозернистою структурою під мікроскопом (ніколі ×) (б)

В інтервалі 207,0 – 214,4 м сіро-рожевий середньо-крупнозернистий граніт з блакитним кварцом поступово змінюється *рожево-сірий порфіроподібний гранітом* (рис. 4.8). Порфіроподібні виділення представлені зональними овоїдними кристалами мікрокліну, розмір яких сягає 4 – 5 см, а також крупними зернами плагіоклазу.

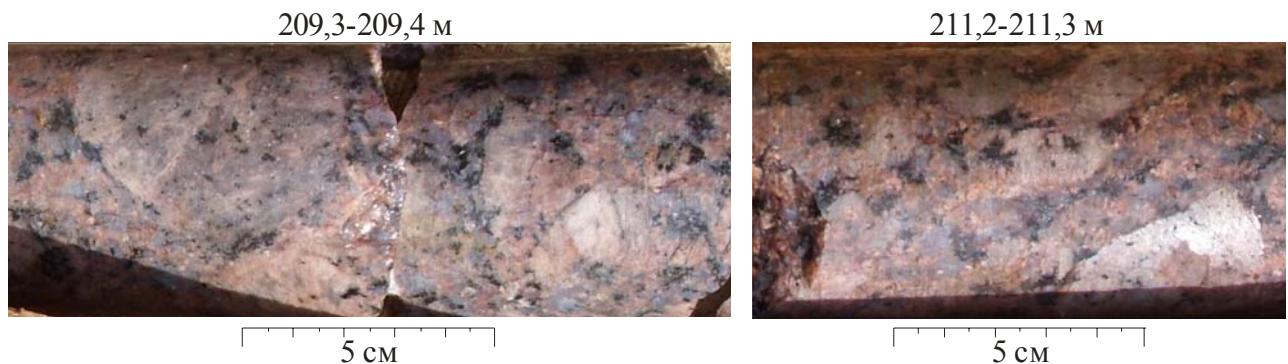


Рис. 4.8. Рожево-сірий порфіроподібний граніт з овоїдними кристалами мікрокліну

Крім біотиту у граніті з глибини 212,6 м ідентифікована рогова обманка. Структура породи в шліфі: порфіроподібна, нерівномірнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, ксеноморфнозерниста (рис. 4.2 д), катакластична (рис. 4.3 г). З глибиною кількість порфіроподібних кристалів мікрокліну зменшується. Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 30 – 45, кварц – 35, плагіоклаз – 15 – 25, біотит – 5, рогова обманка – 0 – 3.

В інтервалі 214,4 – 252,5 м – *рожево-сірий середньо-крупнозернистий граніт* (рис. 4.9) з незначною кількістю крупних ксеноморфних, рідше овоїдних, виділень мікрокліну (розміром до 2 см). Структура породи: порфіроподібна, пегматитова (рис. 4.3 б), іноді гранітна, часто ксеноморфнозерниста (рис. 4.2. е) з елементами пойкілітової, катакластичної. Мінеральний склад, об'ємні %: мікроклін – 25 – 60, кварц – 20 – 35, плагіоклаз – 10 – 40, біотит – до 7, рогова обманка – 0 – 1.

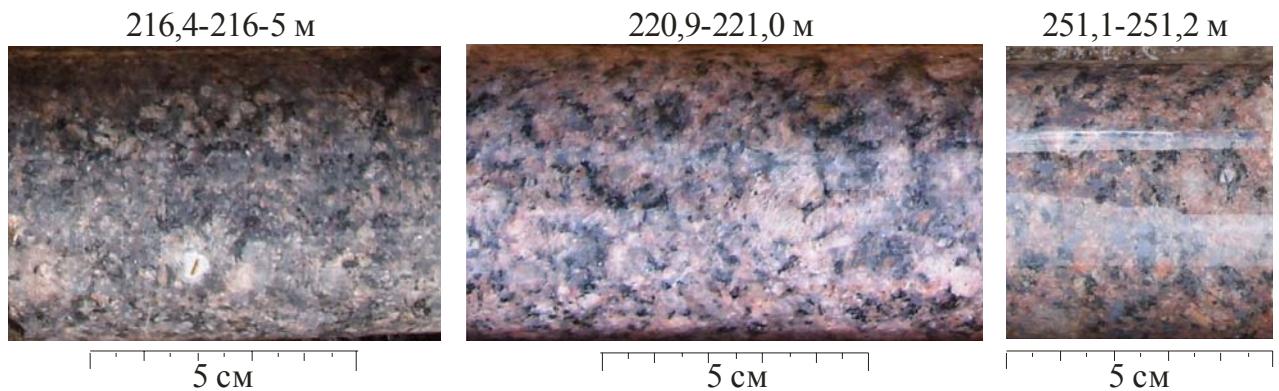


Рис. 4.9. Рожево-сірий середньо-крупнозернистий граніт найбільш глибинної частини свердловини

Міроклін – переважаючий мінерал русько-польських гранітів. Він утворює таблитчасті гіпідіоморфні та ксеноморфні зерна з чітко проявленою мікрокліновою грattoю (рис. 4.2, 4.3, 4.10), не характерною для гранітів рапаківі корсунь-новомиргородського комплексу.

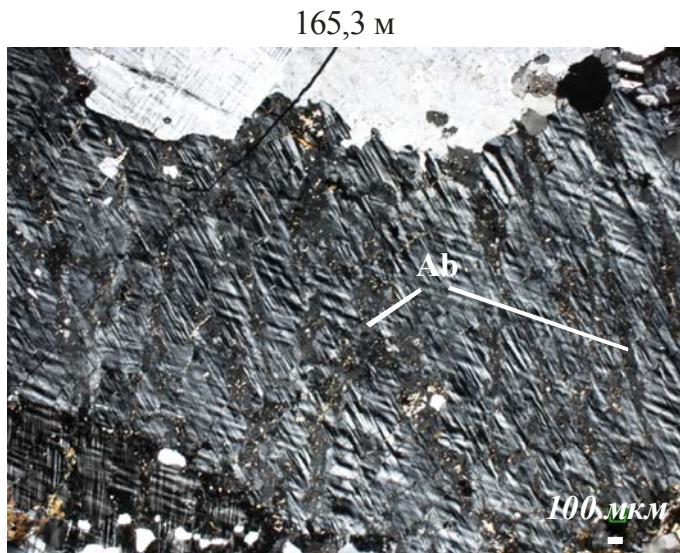


Рис. 4.10. Порфіропобідне зерно мірокліну з пертитовими вростками альбіту. Ніколі ×

Найбільшого розміру кристали досягають у вкраплениках, розмір яких у дрібно-середньозернистих гранітах становить 10–15 мм, а в порфіроподібних – 30–40 мм. Розмір зерен основної масі варіє у середньому від 0,5 до 3 мм (дрібно-середньозернисті граніти) до 5–10 мм (середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти). Крупні кристали мірокліну мають прості двійники (рис. 4.3 д, е). Для мірокліну характерні тонкі, стрічкоподібні, розгалужені

пертити (рис. 4.10), що складені здвійникованим альбітом. Необхідно відмітити, що попередні дослідники відмічали відсутність мікропертитів в кристалах мікрокліну русько-полянських гранітів (Щербаков, 2005). Украпленники мікроклін-пертиту вміщують пойкіло-пегматоїдні вrostки кварцу (рис. 4.3 а, б, д, е), а також пойкілітові включення plagіоклазу, біотиту, флюориту в мікрокліні.

Плагіоклас спостерігається в основній масі і як пойкілітові включення неправильної форми в мікрокліні та кварці. Плагіоклас представлений альбітом і олігоклазом.

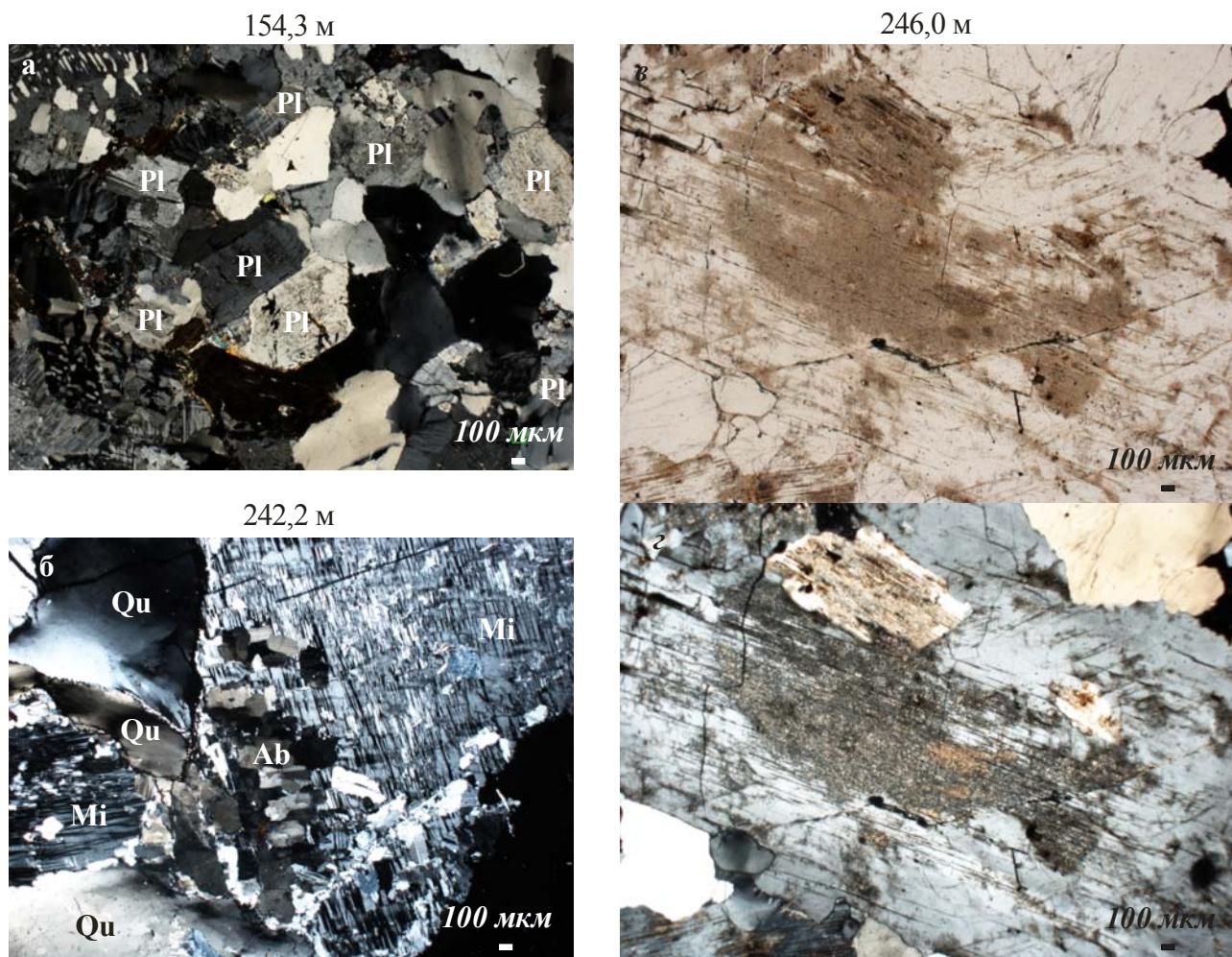


Рис. 4.11. Плагіоклас різних глибин свердловини: а – гіпідіо- та ксеноморфні зерна олігоклазу; б – дрібні кристали альбіту; в, г – крупне, серецитизоване в центральній частині, зерно плагіоклазу (а, б, г – ніколі \times , в – ніколі \parallel)

Плагіоклас дрібно-середньозернистих гранітів утворює короткотаблитчасті гіпідіоморфні, ксеноморфні, зерна розміром від 0,5–1 мм до

3 мм (рис. 4.11) іноді з тонкими полісинтетичними двійниками. Дрібні кристали плагіоклазу рідко мають зональну будову: центральні частини зерен серицитизовані та пелітизовані більш інтенсивно порівняно з периферійними частинами. У середньо-крупнозернистих гранітах та порфіроподібних гранітах розмір зерен варіє від перших мм до 5–7 мм. У порфіроподібних гранітах плагіоклаз утворює крупні ідіоморфні таблитчасті кристали з ледь помітними двійниками. По ним інтенсивно розвиваються глинисті мінерали, крім того, в крупних кристалах спостерігається зональність: периферійні частини зерна більш кислі порівняно із центральними. У наслідок цього центральні частини крупних зерен плагіоклазів зазнали інтенсивних вторинних змін (рис. 4.11 в, г). У крупних кристалах наявні пойкілітові включення мікрокліну, кварцу.

Альбіт утворює дрібні таблитчасті кристали з тонкими полісинтетичними двійниками (рис. 4.11 б). Він спостерігається у міжзерновому просторі і як включення в інших породотвірних мінералах. Його генезис є спірним. Згідно (Коваленко, 1977) альбіт рідкіснометалевих гранітів має магматичне походження.

Велика кількість дрібних зерен альбіту пояснюється особливостями його кристалізації. Кристалізація мінералів у рідкіснометалевих гранітах відбувалася одночасно, але з різними швидкостями росту (Коваленко и др., 1971а). Кількість альбіту в породі регулюється швидкістю утворення ядер кристалізації, при порівняно малої швидкості росту окремих ядер, а для калієвого польового шпату, кварцу, слюди приріст їхньої кількості відбувається за рахунок швидкого росту центрів кристалізації (Коваленко и др., 1971а). Саме у зв'язку із здатністю альбіту давати значно більшу кількість відносно дрібних зерен порівняно із більш рідкісними і крупними зернами калієвого польового шпату і кварцу виникають своєрідні структури (Коваленко и др., 1971а).

У невеликій кількості в русько-полянських гранітах спостерігаються новоутворені пойкілітові зерна альбіту, які розвиваються по мікрокліну в процесі альбітизації. Такий альбіт по відношенню до мікрокліну є незміненим.

Особливістю польових шпатів русько-полянських гранітів є те, що вторинні зміни інтенсивніше проявлені по плагіоклазам ніж по мікроклінам. Характерним для русько-полянських гранітів є мала кількість мірмекітових вростків кварцу на межі мікрокліну та плагіоклазу, що пов'язано з низьким умістом анортитового міналу в ньому (Заварицкий, 1955).

В породі присутні активні процеси мікроклінізації. Окремі зерна плагіоклазу майже повністю заміщаються мікрокліном.

Кварц. Кварц спостерігається в міжзерновому просторі у вигляді як ідіоморфних ізометричних зерен (рис. 4.2 а), так і ксеноморфних з нерівними хвилястими краями (рис. 4.2 б, е).

Характерною особливістю русько-полянських рідкіснометалевих гранітів є чисельні дрібні пойкіло-пегматитові включення кварцу в польових шпатах, та пойкілітові – в слюдах. Зрідка крупні кристали калієвого польового шпату вміщують пойкілітові включення кварцу, що розташовуються у вигляді концентричних кілець. Така особливість структури характерна для неовоїдних кристалів калієвого польового шпату корсунських рапаківіподібних гранітів (Щербаков, 2005). В крупних зернах мікрокліну кварц іноді утворює видовжені ксеноморфні індивіди – «вигнуті назовні» за Б.О.Поповим, які, як правило, контактирують з пертитовими вростками альбіту та оточені останнім з усіх боків. Такі «вигнуті назовні» включення кварцу є характерною деталлю структури рапаківі (Половинкина, 1966b).

Біотит наявний у вигляді ксеноморфних і гіпідіоморфних, зерен. Він густо плеохроює в темно-коричневих до чорного тонах. У невеликій кількості спостерігаються ксеноморфні, зерна біотиту, що плеохроюють у зелених тонах. Біотит утворює пластинчаті зерна та скupчення, що місцями заміщаються вторинним мусковітом. Рідше по біотиту розвивається хлорит. Інтенсивність та кольори забарвлення біотиту свідчать про високий уміст заліза в слюді, що підтверджується результатами мікрозондового аналізу. Біотит сильно змінений в результаті мікроклінізації та окварцовування (Заяць и Ларіков, 2012). У процесі автометасоматичних змін відбувалося заміщення біотиту мікрокліном і

кварцом (рис. 4.12 а, б). Нерідко в біотиті спостерігаються хробакоподібні вrostки кварцу. Такі пегматитові проростання біотиту кварцом можуть утворюватися при явищах метасоматичного роз'їдання одного мінералу іншим (Заварицкий, 1955).

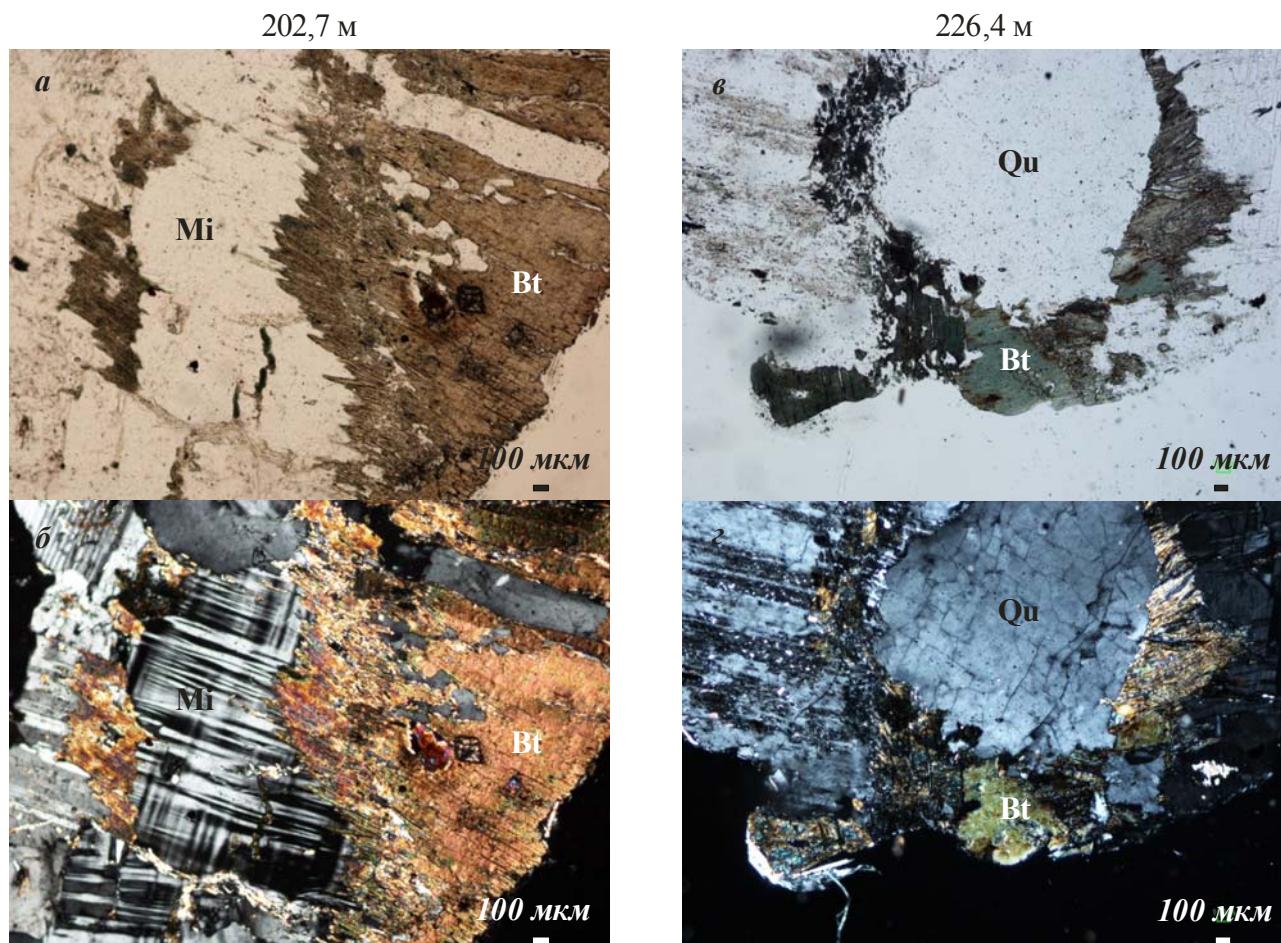


Рис. 4.12. Автометасоматичні зміни в біотитах: а, б – мікроклінізація; в, г – окварцовування; а, в – ніколі ||, б, г – ніколі \times

Мусковіт утворює окремі лускоподібної форми кристали (рис. 4.13 а), також він спостерігається як вторинний мінерал у зростках по краям біотиту у вигляді тонких, видовжених до голчастих, дрібних зерен (рис. 4.13 б). Мусковіт плеохроює у блідо-жовтих тонах. Розмір зерен варіює від перших десятих мм до перших мм.

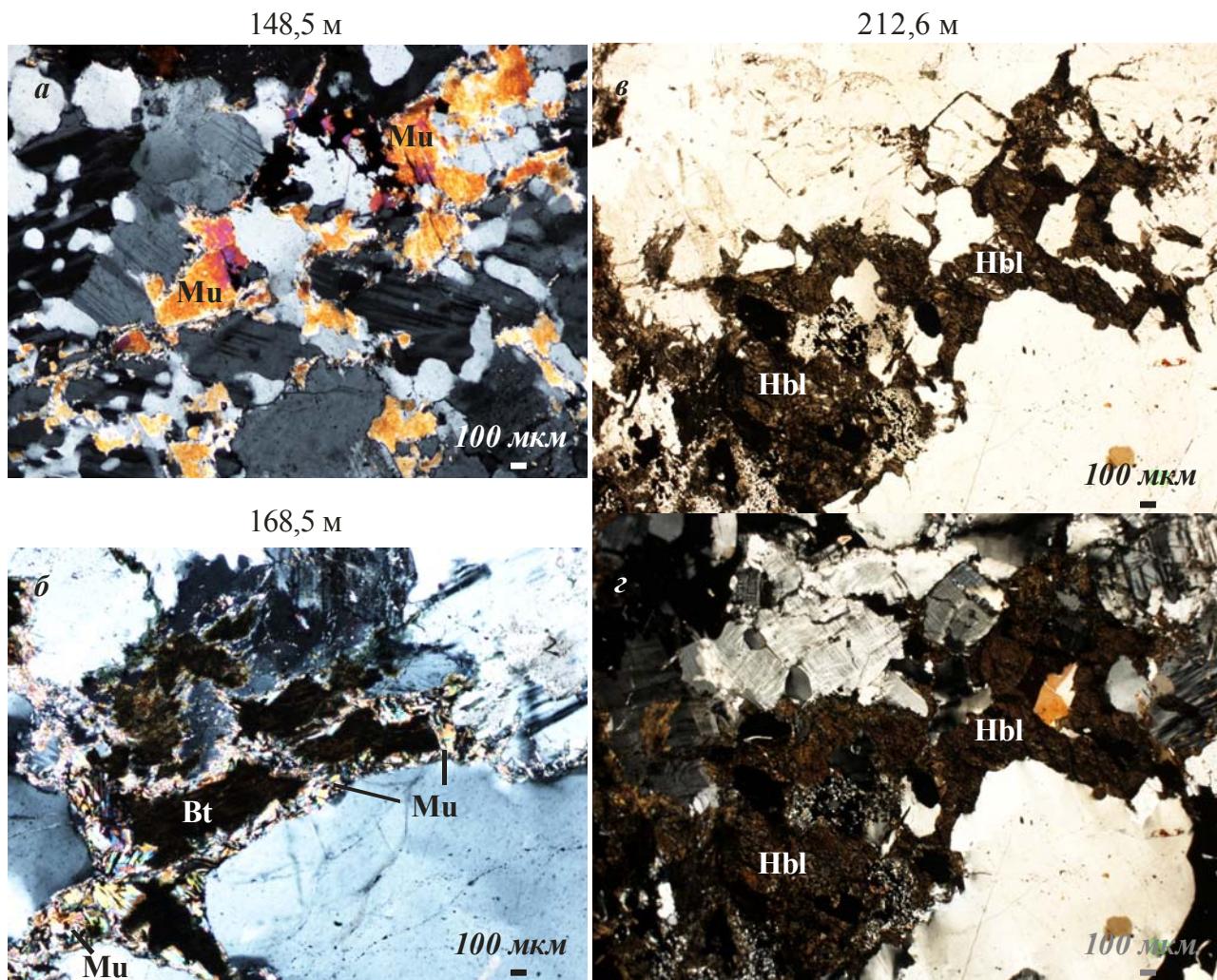


Рис. 4.13. Темноколірні мінерали: а, б – мусковіт; в, г – рогова обманка; а, б, г – ніколі \times , в – ніколі \parallel

Рогова обманка спостерігається з глибини 212,6 м. Вона плеохроює в темних бурувато-зелених тонах і утворює гіпідіоморфні та ксеноморфні зерна (рис. 4.13 в, г). За даними рентгенофазового аналізу порід вона має гастингситовий склад. Її наявність в кожному із визначених аналізом зразку та відсутність у шліфах свідчить про процес біотитизації – заміщення її біотитом.

Акцесорні мінерали часто приурочені до темноколірних мінералів. У шліфах вони представлені флюоритом, цирконом, апатитом, ортитом, монацитом.

Флюорит утворює найчастіше безбарвні зерна. Він спостерігається двох генерацій. Перша більш рання – ідіоморфні ізометричні кристали, часто пойкілітові включення в породоутворюючі мінерали, друга генерація більш

пізня – це ксеноморфні неправильної форми зерна, що заповнюють тріщини в породі. В акцесорних кількостях присутній флюорит, іноді у вигляді крупних кристалів, що густо забарвлени у фіолетовий колір.

Циркон нерівномірно розташований у шліфах. Нерідко він приурочений до біотиту, утворюючі невеликі скupчення видовжено-призматичних кристалів розмірами 0,05–0,2 мм з плеохроїчними двориками навколо них. За морфологічними властивостями виділяються декілька його різновидів. Детальніше морфологічні особливості циркону із гранітів РПМ описано в розділі 6.

Апатит виявлений у вигляді дрібних видовжено-призматичних кристалів (розміром менше 0,07 мм), що утворюють невеликі скupчення як у темноколірних мінералах, так і польових шпатах.

У кристалі плагіоклазу спостерігається зерно монациту жовтого кольору, ізометричної форми (розміром $0,115 \times 0,120$ мм), з високою шагренню, неоднорідним згасанням та плеохроїчними двориками навколо нього (рис. 4.14. а, б).



Рис. 4.14. Зерно монациту з плеохрічними двориками навколо нього; а – ніколі ||, б – ніколі ×

Ільменіт та гематит рідко зафіковано у шліфах. Ільменіту притаманна агрегатна будова. Поодинокі кутастої неправильної форми зерна ільменіту являють собою скupчення окремих дрібних кристалів, які найчастіше

роздаються разом із біотитом. При розкладанні біотиту спостерігається скидання заліза і титану у вигляді рудних мінералів. Гематит є вторинним мінералом, який утворився в процесі окислення ільменіту. Він забарвлює польові шпати та циркон у рожевий колір.

Крім вище зазначених акцесорних мінералів мікрозондовим аналізом визначено ряд інших акцесорних мінералів, що наведено в розділі 6.

4.2. Граносіеніти

Граносіеніти різних глибин свердловини № 1 близькі за текстурно-структурними особливостями та мінеральним складом. Граносіеніти представлені темно-сірою середньозернистою породою із рожевими порфіроподібними видовженими таблитчастими кристалами калієвого польового шпата (рис. 4.15).

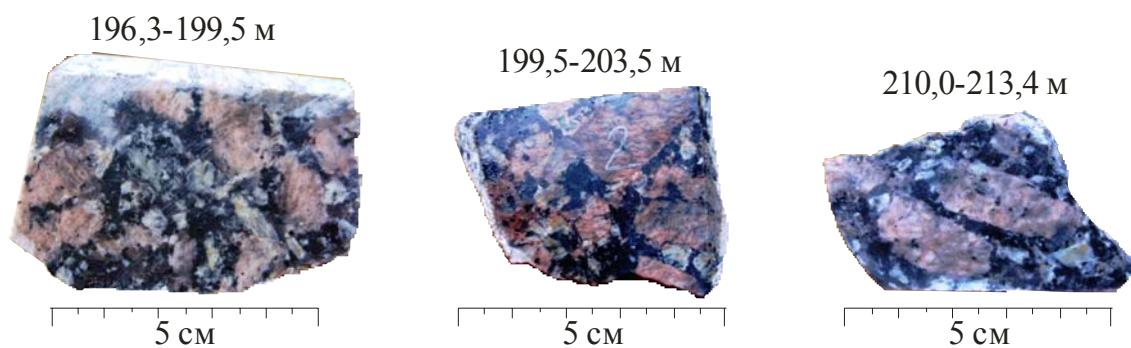


Рис. 4.15. Граносіеніти РПМ

Структура граносіенітів: порфіроподібна, гіпідіоморфнозерниста, гранітна, з елементами пойкілітової та слабокатастичної структур. Порфіроподібна структура обумовлена наявністю у середньозернистій основній масі крупних зерен калієвого польового шпата розміром до 3 см, гіпідіоморфнозерниста – присутністю гіпідіоморфних зерен біотиту та польових шпатів. Пойкілітова структура спостерігається як включення поодиноких зерен кварцу в біотиті. Катастична виражається в таких структурних змінах як хвилясто-блокове загасання кварцу в схрещених ніколях.

Подібно гранітам у граносієнітах крупні кристали польових шпатів – гіпідіоморфні, а дрібні зерна найчастіше – ксеноморфні. На відміну від гранітів темноколірні мінерали граносієнітів проявляють більший ідіоморфізм порівняно із салічними мінералами. Граносієнітам також властиві автометасоматичні процеси.

Мінеральний склад граносієнітів, об'ємні %: мікроклін – 30 – 60, плагіоклас – 10 – 20, кварц – 10 – 15, біотит – 5 – 15, рогова обманка – 1 – 5. Акцесорні мінерали: флюорит, циркон, апатит, ортит.

Мікроклін. У граносієнітах він є головним породотвірним мінералом у породі. Мікроклін спостерігається у вигляді видовжено призматичних найчастіше гіпідіоморфних кристалів, розміром від перших мм до перших см. Для нього характерні чітка мікроклінові гратка, тонкі стрічкоподібні пертити та прості двійники (рис. 4.16, 4.17).

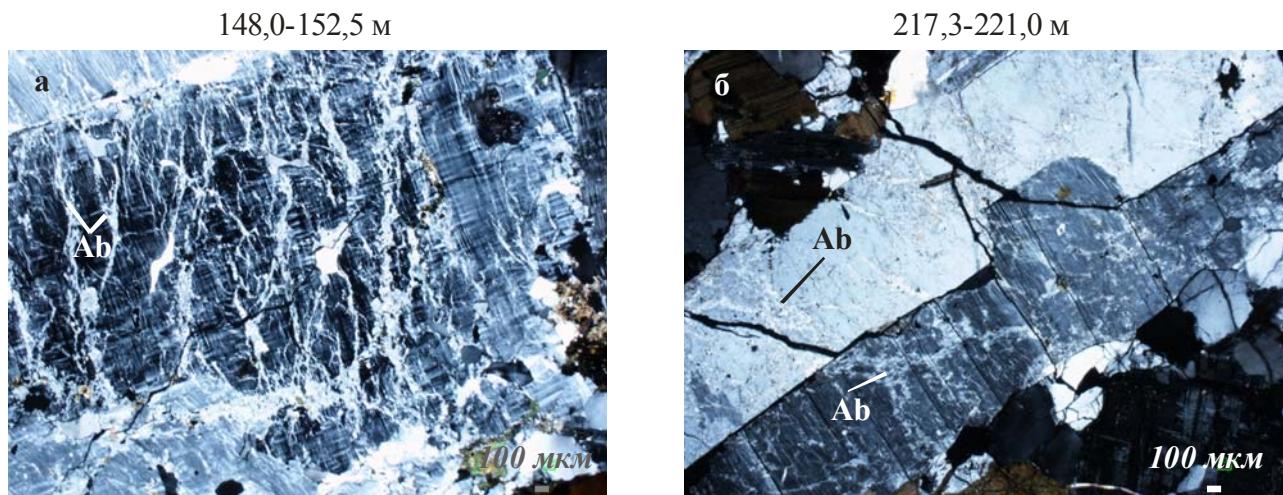


Рис. 4.16. Порфіроподібне зерно мікрокліну: а – з мікропертитами альбіту; б – видовжене таблитчасте, здвійниковане і з пертитами; а, б – ніколі ×

Плагіоклазу притаманні гіпідіоморфні до ідіоморфних таблитчасті кристали з характерними чіткими полісинтетичними двійниками. Вторинні зміни в них проявлені інтенсивніше ніж у мікроклінах, у вигляді тонких голочок серициту розпорощених по плагіоклазам (рис. 4.17 а, б). При петрографічному дослідженні спостерігається мікроклінізація: на окремих ділянках зерен плагіоклазу розвивається мікроклін (рис. 4.17 в, г).

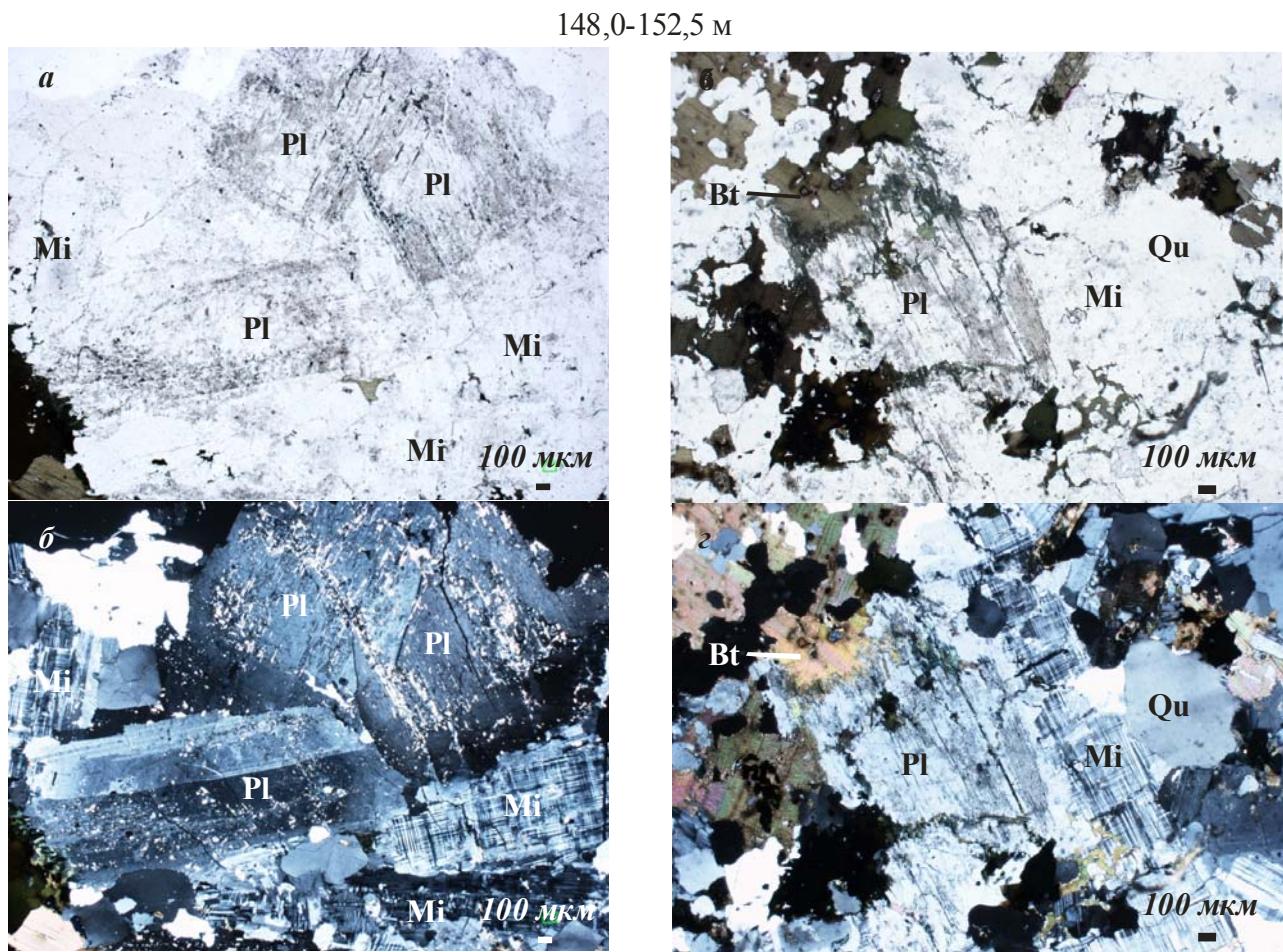


Рис. 4.17. Породотвірні мінерали граносієнітів: а, б – таблитчасті кристали мікрокліну та плагіоклазу; в, г – автометасоматичні зміни породи; а, в – ніколі ||, б, г – ніколі ×

Кварц займає міжзерновий простір, а також наявний у вигляді пойкілтових включень (рис. 4.17, 4.18) у інших породотвірних мінералів. Для нього характерним є крупні ксеноморфні та дрібні ізометричної форми зерна, а також хвилясто-блокове згасання в схрещених ніколях. Розміри зерен змінюються в широких межах від перших десятих мм до 5–6 мм.

Біотит утворює гіпідіоморфні та ідіоморфні лускуваті зерна розміром 1–2 мм (рис. 4.17 в, г та 4.18). Він часто асоціює із роговою обманкою. Біотит інтенсивно плеохроює в буро-коричневих тонах і має високу залізистість. Іноді спостерігаються зерна біотиту з нерівними краями, які виникли внаслідок метасоматичного роз'їдання біотиту салічними мінералами (рис. 4.17 в, г). До біотиту приурочені чисельні включення кварцу та акцесорних мінералів.

Рогова обманка представлена ксеноморфними та гіпідіоморфними скупченнями зерен розміром 1–1,5 мм. Спостерігається зональна будова

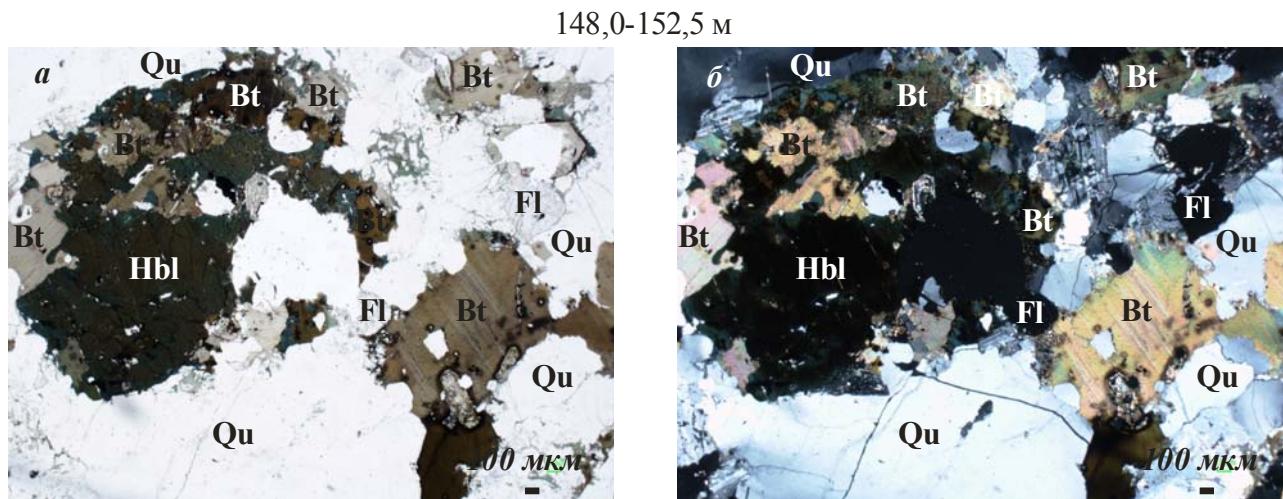


Рис. 4.18. Зональна рогова обманка та біотит в граносієнітах; а – ніколі II, б – ніколі X

мінералу у вигляді нерівномірного забарвлення зерен у коричнево-зелений та синьо-зелений колір (рис. 4.18). Рогова обманка помітно плеохроює.

Акцесорні мінерали. При дослідженні гранітів виявлений цілий ряд акцесорних мінералів. У шліфах спостерігаються: флюорит, циркон, апатит, монацит (Заяць, 2012), які часто асоціюють з темноколірними мінералами.

Флюорит утворює округлі кристали (рис. 4.18) з ледь помітним фіолетовим кольором, а також розвивається по тріщинам порід.

Циркон наряду з флюоритом є головним акцесорним мінералом гранітів. Він спостерігається у вигляді видовжено призматичних зональних зерен розміром до 0,3 мм та Кв=3–5.

Апатит виявлений у вигляді гексагональних призмочкок (перпендикулярний перетин) розміром 0,1–0,2 мм, та короткопризматичних кристалів з Кв=1,5.

Крім вище визначених акцесорних мінералів у граносієнітах присутній ільменіт, який утворює дрібні, кутастої, неправильної форми зерна, які часто асоціюють із біотитом та роговою обманкою.

Висновки

1. Верхня частина розрізу свердловини представлена сіро- рожевим дрібно-середньозернистим мусковіт-біотитовим, біотитовим гранітом. Нижню складають різноманітні за кольором та структурою граніти. Серед них розрізняються середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти із різною насиченістю вкраплеників мікрокліну. Характерною особливістю досліджених гранітів є ксеноморнозерниста структура, яка притаманна як дрібно-середньозернистим, середньо-крупнозернистим так і основний середньозернистій масі порфіроподібних гранітів. Її присутність свідчить про одночасність кристалізації породотвірних мінералів породи.

Русько-полянські граніти – сублужні граніти. Головним породотвірним мінералом, який часто складає більше 50 % від об'єму породи є мікроклін-пертит. Ці породи належать до гранітів та лейкогранітів з невеликою кількістю темноколірних мінералів таких як мусковіт, біотит, рогова обманка гастингситового складу.

У досліджених гранітах широко проявлени автоматасоматичні процеси та наявні процеси катаклазу. Найрозповсюдженіми автоматасоматичними процесами є мікроклінізація та окварцовування.

2. Русько-полянські граносієніти представлені темно-сірою породою із рожевими порфіроподібними кристалами мікрокліну. Структура основної середньозернистої маси гіпідіоморфнозерниста, гранітна.

Головними породотвірними мінералами граносієнітів є мікроклін, плагіоклаз, кварц, біотит, зональна рогова обманка. Аксесорні мінерали представлені флюоритом, апатитом, цирконом, ільменітом.

Подібно гранітам, у граносієнітах проявлени метасоматичні процеси та катаклаз.

РОЗДІЛ 5

ПЕТРОХІМІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО-ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ

Унаслідок відсутності відслонень рідкіснометалевих гранітоїдів РПМ гранітоїди масиву до теперішнього часу недостатньо добре вивчені. Результати петрохімічних та геохімічних досліджень гранітоїдів РПМ викладені в основному у виробничих звітах (Воробей и др., 1984) і роботах (Федотова, 2001; Шеремет и др., 1989; Щербаков, 2005). Разом з тим аналітичні методи, які застосовувались раніше, не дозволяли детальніше дослідити геохімічні особливості рідкіснометалевих гранітів масиву. З метою певною мірою заповнити цей прогал було проведено геохімічне дослідження цих порід за допомогою рентгенофлуоресцентного методу та частково – мас-спектрометрії з індуктивно-зв'язаною плазмою.

У даному розділі подана узагальнююча петрохімічна характеристика русько-полянських гранітів, наведені дані хімічного складу порід, розподілу елементів-домішок в них. На основі петролого-геохімічних даних подана геотектонічна типізація гранітів РПМ. У розділі наведені дані про вік гранітоїдів масиву, визначений U-Pb методом за цирконом, а також визначене $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ відношення в апатиті та плагіоклазі гранітів.

5.1. Петрохімія

За уявленнями (Воробей и др., 1984) рідкіснометалеві граніти РПМ виникли внаслідок лужного метасоматозу по рапаківі. (Воробей и др., 1984). Дослідниками виділено декілька типів метасоматично змінених гранітів (Воробей и др., 1984). Нанесені на діаграму кварц-альбіт-ортоклаз медіанні значення нормативного умісту кварцу, альбіту і ортоклазу цих типів гранітів розташовуються певним чином. Вони розподіляються вздовж кривої

кристалізації розплаву рапаківі, яку визначили Татл і Боуен (Tuttle and Bowen, 1958), а саме від найменш метасоматично змінених – порфіроподібних до найбільш змінених дрібнозернистих гранітів та пегматитів (рис. 5.1). Таке розташування точок складу гранітів свідчить про магматичне походження русько-полянських гранітів. Кристалізація порід відбувалася від ранніх крупнопорфіроподібних біотитових типів (γ гр, та γ^1 гр) до дрібнозернистих мусковіт-біотитових, біотитових, амфібол-біотитових гранітів (γ^5 гр) та крупнокристалічних біотитових пегматитів (ρ).

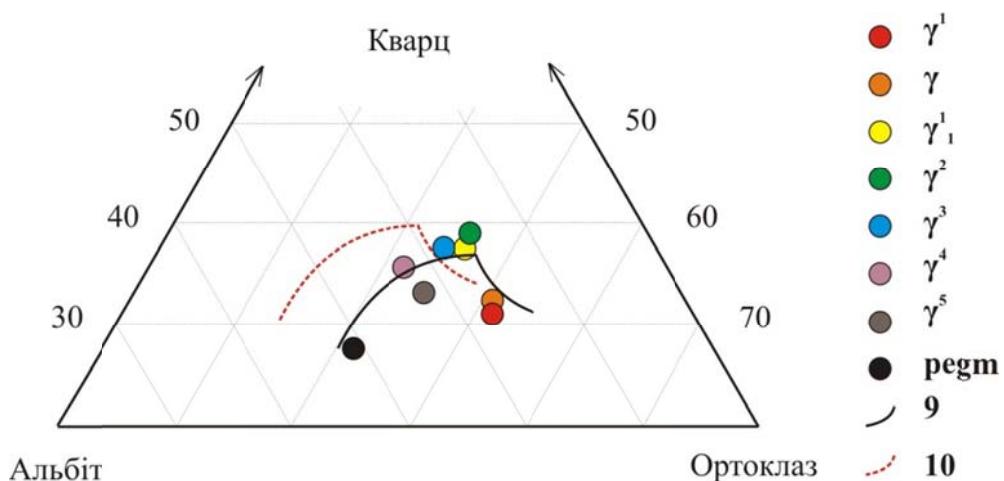


Рис. 5.1. Розподіл середніх значень нормативного вмісту альбіту, ортокласу і кварцю в русько-полянських гранітах: γ , γ^1 , γ^2 – порфіроподібні граніти; γ^3 , γ^1_1 , γ^4 – дрібно-середньозернисті, середньозернисті і крупнозернисті граніти, γ^5 – дрібнозернисті граніти, pegm – пегматити, 9 – крива кристалізації розплаву рапаківі за (Tuttle and Bowen, 1958), 10 – крива кристалізації розплаву русько-полянських гранітів. Використано дані роботи (Воробей и др., 1984)

Від крупнопорфіроподібних до дрібнозернистих гранітів та пегматитів у процесі кристалізації поступово зростає уміст кремнезему і зменшується кількість калію, кальцію, титану заліза та марганцю (рис. 5.2).

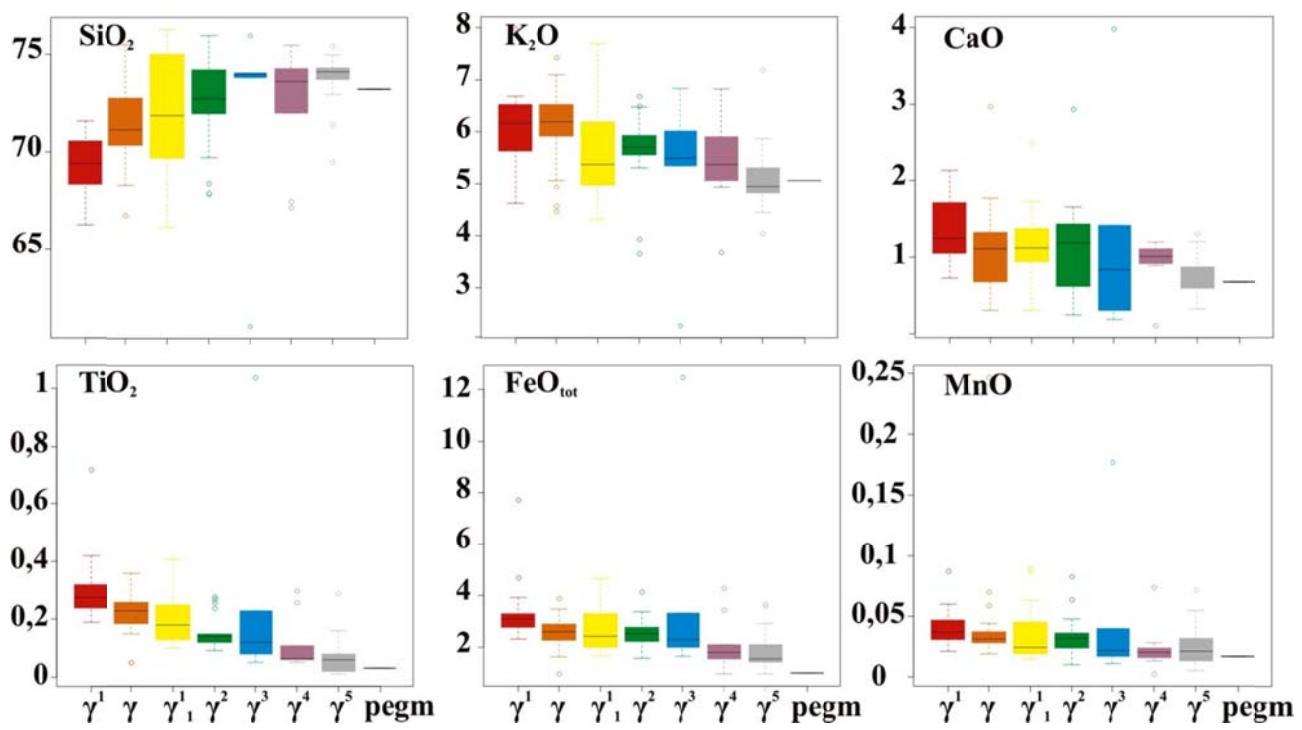


Рис. 5.2. Боксплот розподілу медіанних значень петрогенних компонентів у русько-полянських гранітах (мас. %): γ , γ^1 , γ^2 – порфіроподібні граніти; γ^3 , γ^1_1 , γ^4 – дрібно-середньозернисті, середньозернисті і крупнозернисті граніти, γ^5 – дрібнозернисті граніти, pegm – пегматити. Використано дані роботи (Воробей и др., 1984)

Хімічний склад та петрохімічні характеристики досліджених дрібно-середньозернистих та середньо-крупнозернистих, порфіроподібних гранітів наведений у додатку А. За петрохімічними властивостями вони подібні до рапаківі КНП. Уміст SiO_2 в них варіює у межах 70,07–76,27 %, досягаючи максимуму в лейкократових різновидах гранітів. Сумарний уміст лугів досліджуваних гранітів змінюється від 7,61 до 9,91 %. При цьому калій завжди помітно переважає над натрієм ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,5$), тобто граніти належать до найбільш розповсюдженої калій-натрової серії порід. Підвищений уміст калію пояснюється домінуванням мікрокліну в мінеральному складі гранітів.

За величиною суми лугів русько-полянські граніти потрапляють у поля лужного, лужно-вапнистого та вапнисто-лужного складу (рис. 5.3), але власне лужних різновидів гранітів не виявлено, лужних фемічних мінералів у русько-полянських гранітах не спостережено.

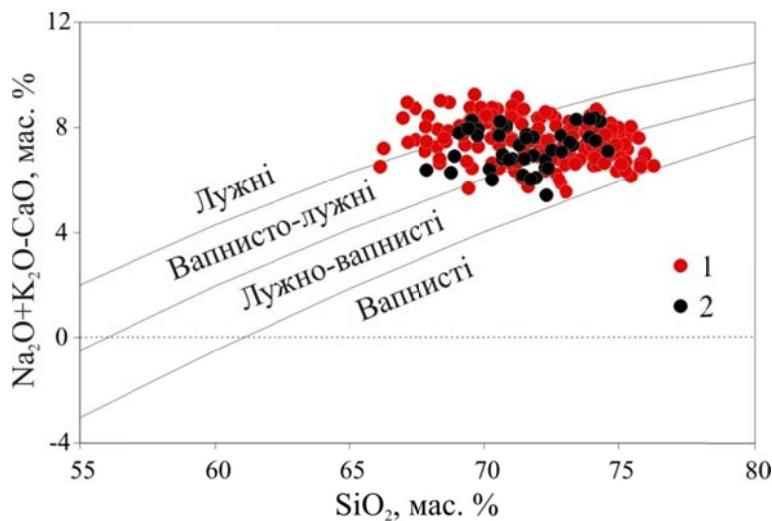


Рис. 5.3. Класифікаційна діаграма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) гранітів КНП.
1 – русько-полянські граніти (Додаток А; Воробей и др., 1984); 2 – рапаківі (Есипчук и др., 1993; Щербаков, 2005)

На відміну від русько-полянських гранітів рапаківі компактно займають поле вапнисто-лужних і лужно-вапнистих порід (рис. 5.3). У досліджуваних русько-полянських гранітах спостерігається залежність лужності від кремнекислотності порід. Так при поступовому зростанні кремнекислотності від порфіроподібних та середньо-крупнозернистих (γ^1_1) до дрібно-середньозернистих гранітів (γ^5) зменшується їхня лужність (рис. 5.3).

За співвідношенням Al, Fe та Mg русько-полянські рідкіснометалеві граніти відносяться до вельми високо глиноземистих порід. Коефіцієнт глиноземистості гранітів $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) = 3,18 - 6,48$. Глиноземистисть русько-полянських гранітів суттєво нижче за глиноземистисть літій-фтористих гранітів та їхніх суббулканічних аналогів – онгонітів, характерною особливістю яких є високі значення даного параметру в межах 20–100 (Андреева и др., 1981). Такі високі значення коефіцієнту глиноземистості можуть бути головною петрохімічною ознакою для виділення онгонітів (Андреева и др., 1981).

Русько-полянські граніти є пломазитовими гранітами. За співвідношенням Al та Ca, Na, K вони належать до металюмінієвих та пералюмінієвих гранітів (Заяць, 2015; Заяць та Ларіков, 2015) (рис. 5.4). Індекс насиченості глиноземом (ASI) в них варіє в широких межах. У досліджених

гранітах свердловини він фіксується в межах 0,85–1,09. Металюмінієві різновиди порід ($ASI < 1$) характеризуються надлишком кальцію порівняно з алюмінієм, що відображається появою в гранітах рогової обманки. Пералюмінієві породи ($ASI > 1$) вміщують більше алюмінію, ніж може вміститись у польових шпатах.

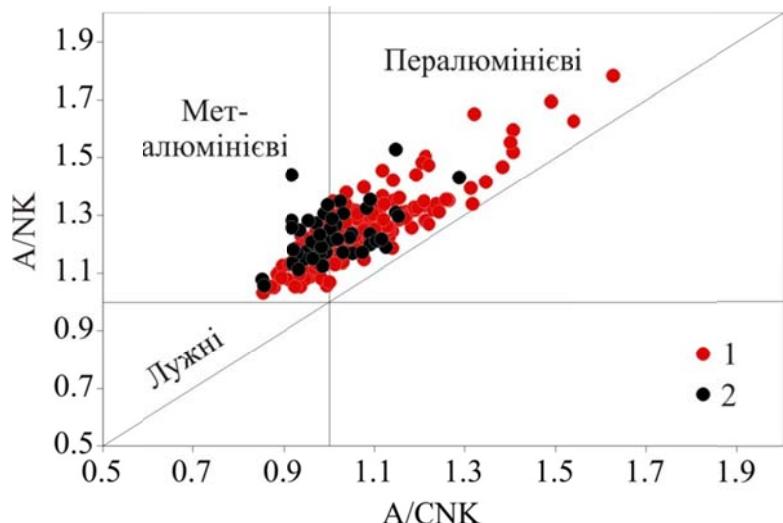


Рис. 5.4. Класифікаційна діаграма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ – $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989) гранітів КНП: 1 – русько-полянські граніти (Додаток А; Воробей и др., 1984); 2 – рапаківі КНП (Есипчук и др., 1993; Щербаков, 2005)

Його надлишок у русько-полянських гранітах проявляється появою сидерофіліту – біотиту підвищеної глиноземистості, а також мусковіту. Крім того, в область перглиноземистих різновидів можуть потрапляти граніти зі зміненими польовими шпатами.

На класифікаційній діаграмі $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ – SiO_2 (рис. 5.5) точки аналізів русько-полянських гранітів розташовуються в двох областях – в залізистій області і в області магнезіальних петротипів. Коефіцієнт зализистості русько-полянських гранітів варіює у широких межах, у досліджуваних гранітах вона становить 0,72–0,92. У середньому залізистисть гранітів менша ніж у рапаківі КНП. Висока залізистисть гранітів обумовлена наявністю в них високозалізистих мафічних мінералів – біотиту та рогової обманки.

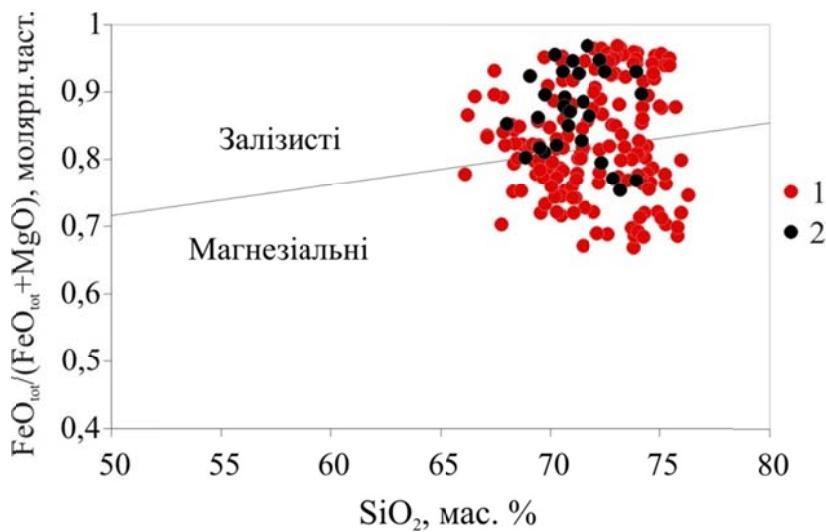


Рис. 5.5. Класифікаційна діаграма $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$ – SiO_2 (Frost et al., 2001) гранітів КНП. 1 – русько-полянські граніти (Додаток А; Воробей и др., 1984); 2 – рапаківі (Есипчук и др. 1993; Щербаков, 2005)

Не зважаючи на низьку варіабельність умісту заліза в гранітах, коефіцієнт їх окиснення змінюється в широкому діапазоні, у досліджених гранітах від 0,10 до 0,77. Максимальні його значення притаманні рожевим дрібносередньозернистим гранітам верхньої частини розрізу свердловини. Порівняно із гранітами рапаківі КНП, русько-полянські граніти характеризуються підвищеною окисненістю заліза, що свідчить про високу фугітивну активність кисню (рис. 5.6). Коефіцієнт окиснення (F_o) інтузивних порід може змінюватись під дією автометасоматичних, накладених гідротермальних та інших процесів післямагматичної діяльності. Крім того f залежить від ступеню вивітрюваності порід, глибини їх залягання, від ступеню впливу продуктів радіоактивного розпаду. За окиснюваністю русько-полянські рідкіснометалеві граніти займають проміжне положення між рапаківі плутону та пержанськими гранітами. Деякі різновиди більш окиснених пержанських гранітів уміщують рибекіт та егірин, які не зафіковані в досліджуваних русько-полянських гранітах.

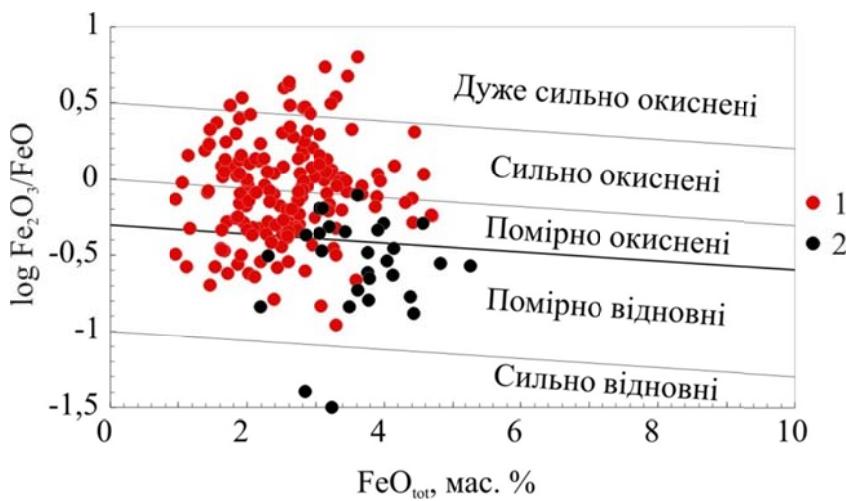


Рис. 5.6. Оксиснюально-відновна класифікаційна діаграма (Blevin, 2004) $\text{FeO}_{\text{tot}} = \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$, де $\text{FeO}_{\text{tot}} = 0,9 \cdot (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ гранітів КНП. 1 – русько-полянські граніти (Додаток А; Воробей и др., 1984); 2 – рапаківі (Есипчук и др., 1993; Щербаков, 2005)

Русько-полянські граніти належать до низькофосфористих рідкіснометалевих гранітів, в яких уміст $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,1\%$ (Костицин, 2000а; Taylor, 1992).

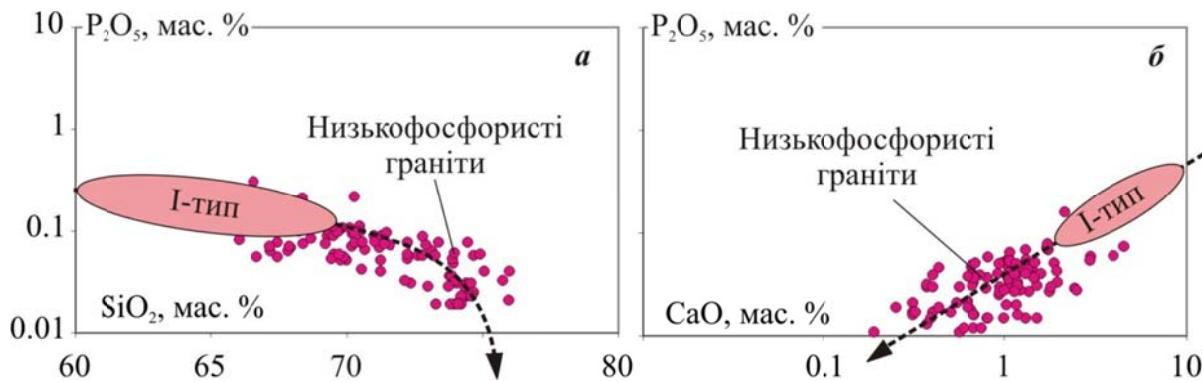


Рис. 5.7. Поведінка фосфору при зростанні кремнезему (а), та кальцію (б). Стрілки показують напрямок еволюції складу I-гранітів за (Костицин, 2000а) від примітивних до найбільш диференційованих порід

Межа розділення гранітів на високо- та низькофосфористі умовна, а чітко вони розрізняються поведінкою фосфору в процесі магматичної еволюції (Костицин 2000 № 1). У гранітах низькофосфористої групи кількість фосфору зменшується від ранніх членів магматичної серії до пізніх, більш диференційованих. Уміст фосфору в русько-полянських гранітах знижується від ранніх до більш пізніх диференційованих гранітів, що відображається на діаграмах залежності кількості фосфору від кремнезему та кальцію

(рис. 5.7 а, б). Точки низькофосфористих гранітів продовжують тренди гранітів I-типу. Згідно (Костицин, 2000а) низькофосфористі граніти утворилися в результаті еволюції магми I-типу, що виникла із вивержених порід.

Порівняно з рапаківі КНП русько-полянські граніти вміщують менше титану, заліза марганцю, фосфору. Титан в досліджуваних гранітах свердловини поступово зменшується від порфіроподібних (γ гр, γ^1 гр) до дрібно-середньозернистих гранітів (γ^5 гр). За вмістом титану найбліш ранні порфіроподібні граніти наближаються до рапаківі КНП. Аналогічне спостерігається і для заліза та марганцю. Кількість кальцію, магнію в русько-полянських гранітах на рівні рапаківі КНП.

Співставлення даних хімічного складу русько-полянських гранітів та рідкіснометалевих гранітів УЩ і Салмінського масиву БЩ показало подібність їхніх петрохімічних характеристик, таких як висока кремнеземистість, підвищена лужність, велима висока глиноземистість (al'), низький уміст заліза, магнію, кальцію, титану, марганцю, фосфору. Порівняно із іншими рідкіснометалевими гранітами, русько-полянським гранітам властивий більш низький уміст фосфору. Крім того, дослідження русько-полянських гранітів показало, що на відміну від інших плюмазитових гранітів, їм притаманна висока окисненість заліза.

5.2. Геохімія

Русько-полянські рідкіснометалеві граніти відносять до плюмазитових гранітів Li-F типу (Шеремет и др., 1989; Щербаков, 2005). Нижче показано, що русько-полянські граніти мають нехарактерну для цього типу гранітів геохімічну спеціалізацію.

5.2.1. Елементи-домішки

Досліжені дрібно-середньозернисті (γ^5 гр) та середньо-крупнозернисті й порфіроподібні граніти (γ^1 гр) свердловини відрізняються не тільки за

кольором, структурою, а й за геохімічними властивостями. Необхідно відмітити, що від середньо-крупнозернистих, порфіроподібних (γ^1_1) до дрібно-середньозернистих гранітів (γ^5) найбільш чітко проявляється фракціонування



Рис. 5.8. Rb/Sr співвідношення в різновидах русько-польських гранітів свердловини № 8568: Ia – вивітрилий сіро- рожевий дрібно-середньозернистий граніт (γ^5 гр), Ib – сіро- рожевий дрібно-середньозернистий граніт (γ^5 гр), IIa – світло- рожевий середньо- крупнозернистий граніт (γ^1_1 гр), IIb – сіро- рожевий порфіроподібний граніт (γ^1_1 гр), IIv – сіро- рожевий середньо- крупнозернистий граніт з ліловим кварцом (γ^1_1 гр), IIg – рожево- сірий порфіроподібний граніт (γ^1_1 гр), IID – рожево- сірий середньо- крупнозернистий граніт (γ^1_1 гр)

елементів, близьких за геохімічними властивостями. Зокрема різко зменшується величина відношення K/Rb (від 156 до 64) і, відповідно, збільшується співвідношення Rb/Sr (від 5 до 35) (Додаток Б.1). Значення Rb/Sr добре корелює з виділеними різновидами гранітів, які висвітлені у 4 розділі. Так, стало, у межах різновиду, Rb/Sr співвідношення спостерігається у сіро- рожевому дрібно-середньозернистому граніті (γ^5), сіро- рожевому середньо- крупнозернистому граніті з ліловим кварцом (γ^1_1), рожево- сірюму середньо- крупнозернистому граніті (γ^1_1), а у вивітрілому дрібно-середньозернистому граніті верхньої частини свердловини (γ^5) та на ділянках

нерівномірнозернистих порфіроподібних гранітів з різною насыченностю вкраплеників мікрокліну (γ^1_1) спостерігається перемінне Rb/Sr співвідношення (діапазон ІІа, ІІб) (рис. 5.8.). Різка зміна цього параметру спостерігається і у верхній частині розрізу свердловини (Іа).

Найнижчі значення Rb/Sr притаманні рожево-сірим середньо-крупнозернистим та порфіроподібним гранітам, що містять підвищено кількість великих зерен plagіоклазу, а найвищу, найбільш диференційовані сіро-рожеві дрібно-середньозернисті граніти верхньої частини розрізу свердловини. По мірі диференціації простежується також різке збіднення на Ba до 78 ppm, повільно зменшується вміст Zr, Zn, зростають – Y, Nb, Pb, Ga (рис. 5.8. і Додаток Б.1). За (Шеремет и др., 1989; Шеремет и др., 2014; Щербаков, 2005) русько-полянські граніти відзначаються високим умістом Ba та Sr (716 ppm та 123 ppm відповідно). У досліджених гранітах Ba варіює у широкому діапазоні, а Sr має низький уміст (Додаток Б.1.). Вирахуване середньозважене значення умісту

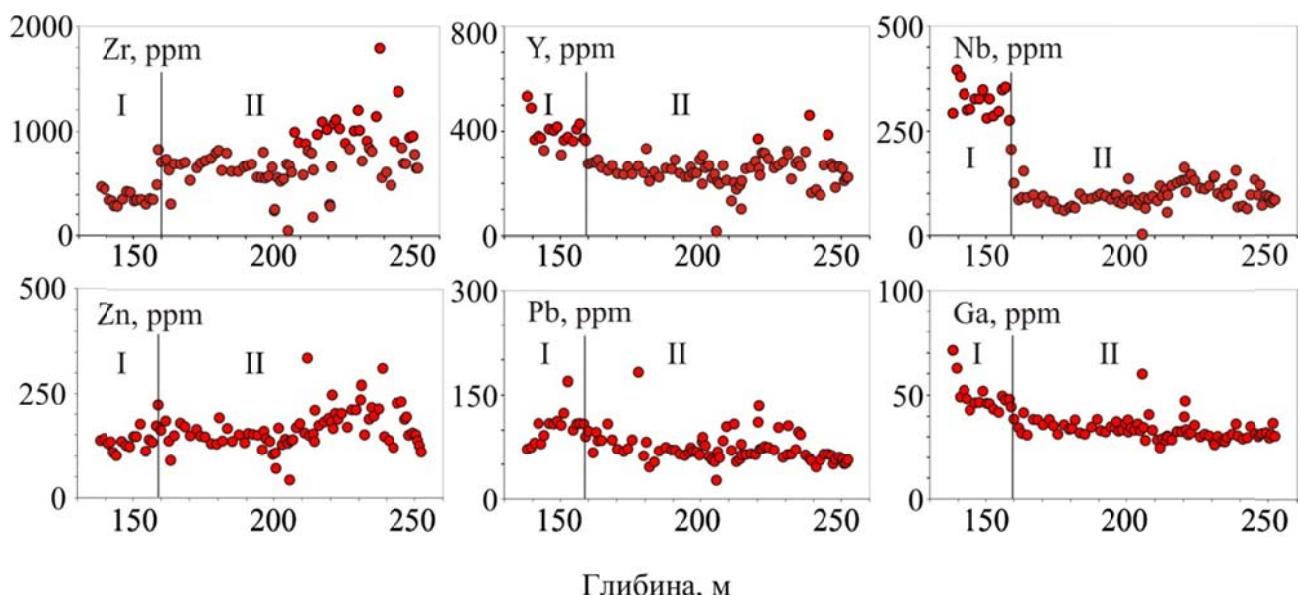


Рис. 5.9. Розподіл Zn, Y, Nb, Zn, Pb, Ga у русько-полянських гранітах (свердловина № 8568): I – сіро-рожевий дрібно-середньозернистий граніт γ^5 гр, II – середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти γ^1_1 гр

барію $w_{c3}(\text{Ba})$ для дрібно-середньозернистих та середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів складає 120 та 669 ppm відповідно, а $w_{c3}(\text{Sr})$ – 29 та 58

ppm відповідно. У дрібно-середньозернистих гранітах $w_{c3}(Y)=395$ ppm, $w_{c3}(Nb)=325$ ppm, а в середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах $w_{c3}(Y)=250$ ppm, $w_{c3}(Nb)=96$ ppm.

Найбільш високі значення Y, Nb та низькі Ba зафіковано у верхній частині розрізу свердловини, де розвинуті дрібно-середньозернисті граніти (Додаток Б.1). За вмістом Ba середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти наближаються до рапаківі КНП. Уміст Nb зростає стрибкоподібно від середньо-крупнозернистих та порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів (рис. 5.9).

Згідно розробленої класифікації (Коваленко, 1977) характерними ознаками для рідкіснометалевих гранітів, Li-F типу, до яких відносять русько-полянські граніти є різко підвищений вміст F, Li, Rb, Tl, Sn, Hf, Nb, низький уміст Ba, Sr, REE, Y, Zr, низькі значення K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf. З рідкіснометалевими гранітами Li-F типу пов'язані родовища Sn, W, Mo.

За даними (Воробей и др., 1984) відношення Nb/Ta в русько-полянських гранітах варіює у широких межах – від 3 до 50, у середньому воно становить 13. Досліжені русько-полянські граніти характеризуються високими значеннями Nb/Ta і Zr/Hf (Додаток Б.2). Nb/Ta співвідношення стало для гранітів і змінюється в інтервалі 8–10, а Zr/Hf та K/Rb співвідношення зменшується від середньо-крупнозернистих, порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів у 2 рази (Додатки Б.1., Б.2.).

У дрібно-середньозернистих гранітах $w_{c3}(Li)=109$ ppm, $w_{c3}(Sn)=10$ ppm, $w_{c3}(W)=8$ ppm, $w_{c3}(Mo)=4$, $w_{c3}(Be)=26$, $w_{c3}(Cu)=30$ а в середньо-крупнозернистих, порфіроподібних $w_{c3}(Li)=85$ ppm, $w_{c3}(Sn)=9$ ppm, $w_{c3}(W)=5$ ppm $w_{c3}(Mo)=15$ ppm, $w_{c3}(Be)=28$ ppm, $w_{c3}(Cu)=26$ ppm (Додаток В.1). При «переході» від порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів спостерігається тенденція поступового зростання умісту Li, W, зменшення Sn, Mo і така тенденція відсутня для Be, Cu (рис. 5.10). Найменші значення Be (5 – 20 ppm) фіксуються у верхній частині розрізу свердловини, де розташовані вивітрилі граніти (Додаток В.1).

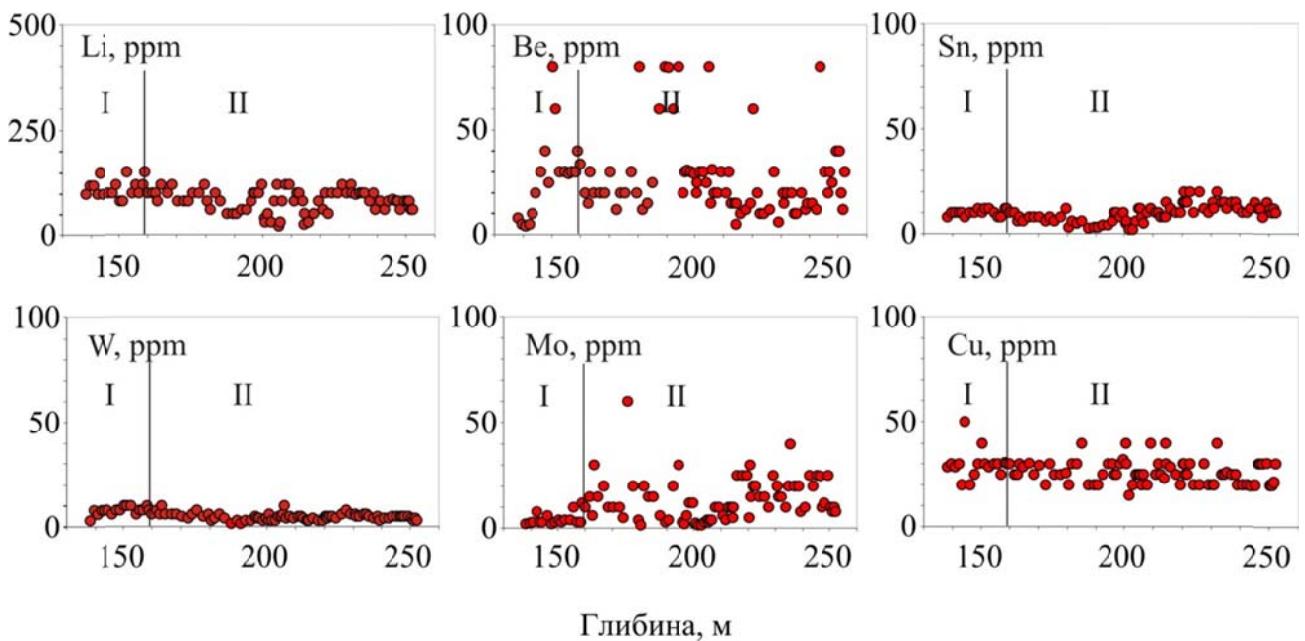


Рис. 5.10. Розподіл Li, Be, Sn, W, Mo, Cu в русько-полянських гранітах (свердловина № 8568): I – сіро- рожевий дрібно-середньозернистий граніт γ^5 гр, II – середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти γ^{11} гр, вихідні дані у додатку В.1.

Русько-полянські граніти, подібно іншим рідкіснометалевим гранітам УЩ, мають високий уміст F (Шеремет и др., 2014). За даними різних авторів (Есипчук и др., 1993; Щербаков, 2005), уміст F в них сягає 0,62 % а у середньому він становить 0,33 % (Шеремет и др., 1989), що майже на порядок більше ніж в рапаківі КНП.

Як було зазначено вище, русько-полянським гранітам властиві підвищені концентрації багатьох рідкісних елементів. Порівняно з середнім складом верхньоконтинентальної кори, досліджені граніти збагачені такими некогерентними елементами: Rb, Zr, Y, Nb, Ta, REE (окрім Eu), Hf, Th та збіднені на Ti, P, Sr (Заяць, 2015; Заяць, 2014) (рис. 5.11). Від'ємні аномалії Ti, P, Sr пояснюються тривалою кристалізацією з вихідних розплавів відповідно ільменіту, апатиту та плагіоклазу, що призводило до деплетації залишкових розплавів цими елементами. (рис. 5.11).

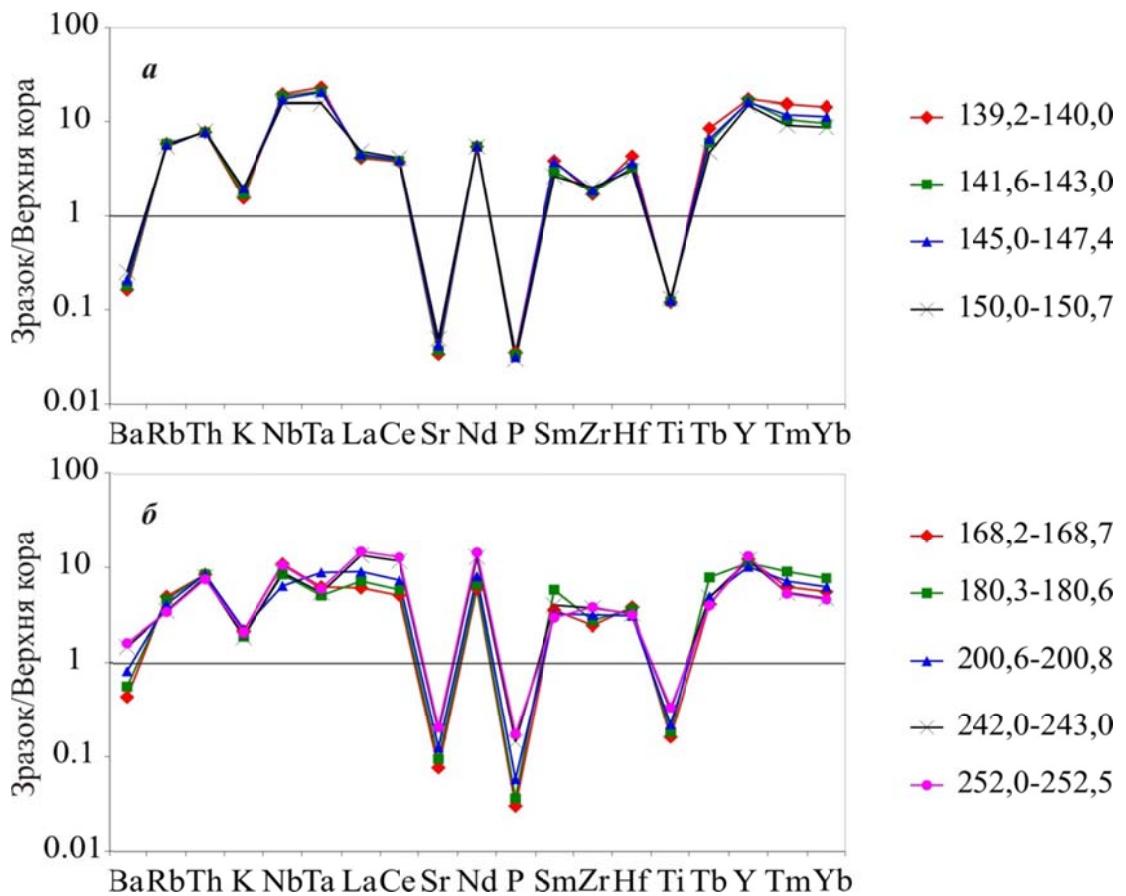


Рис. 5.11. Розподіл мікроелементів у гранітах; а – русько-полянські дрібно-середньозернисті граніти верхньої частини розрізу свердловини (γ^5 гр), б – русько-полянські граніти нижньої частини розрізу свердловини (γ_1 гр). Нормалізовано до верхньоконтинентальної кори, за (Перепелов, и Ефремов, 2000)

Для русько-полянських гранітів характерне переважання умісту Th над U (Михальченко та ін., 2016). Th/U відношення зменшується від 6,2 (для середньо-крупнозернистих гранітів) до 2,7 (у гранітах верхньої частини розрізу свердловини) (Додаток В.2). Русько-полянські граніти мають сильну позитивну спеціалізацію на Th, U. Кларк концентрації для Th з різних глибин свердловини є в межах 5,8–6,3, а U зростає від 4,0 до 9,3 (у дрібно-середньозернистих гранітах). Таке його зростання знайшло відображення на рисунку залежності вмісту U від Y (рис. 5.12).

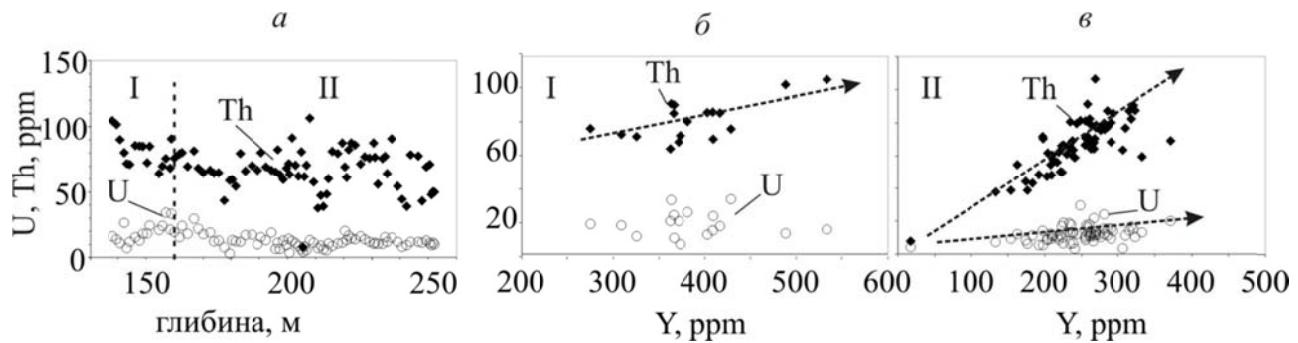


Рис. 5.12. Розподіл U і Th у русько-полянських гранітах (а) та їх зв'язок з Y (б, в): I – дрібно-середньозернисті граніти (γ_5 гр), середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти (γ_1 гр) вихідні дані у додатку В2

Th і, в значній мірі, U подібні з Y та REE за своєю поведінкою в ендогенних процесах, що обумовлено близькістю їхніх іонних радіусів та подібністю будови їхніх електронних оболонок (Невский и др., 1972). Між Th, U та Y спостерігається позитивна кореляційна залежність. Вона чітко прослідовується для середньо-крупнозернистих і порфіроподібних гранітів і слабше – для дрібно-середньозернистих гранітів (рис. 5.12 а, б). Так, для останніх між U та Y така залежність майже відсутня. Слабкий кореляційний зв'язок між цими елементами у верхній частині розрізу свердловини пояснюється накладеними на магматичний процес постмагматичних процесів, які широко проявлена в русько-полянських гранітах.

Уміст рідкісноземельних елементів у русько-полянських гранітах підвищений. Їх сума у дрібно-середньозернистих гранітів складає 284–522 ppm, а в середньозернистих та порфіроподібних 369–973 ppm (Додатки Г.1 та Г.2). Спостерігається поступове зменшення суми REE від середньо-крупнозернистих, порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів верхньої частини свердловини. Спектри розподілу REE у гранітах верхньої та нижньої частин розрізу свердловини також різняться між собою (Заяць, 2015; Заяць, 2014) (рис. 5.13 а). Дрібно-середньозернисті граніти (рис. 5.13 а) збагачені HREE ($[La/Yb]_N = 2,40–0,69$; $[Gd/Yb]_N = 0,86–0,58$). Для них характерна глибока негативна Eu аномалія ($Eu/Eu^* = 0,05–0,08$). Їх REE-спектри ідентичні таким фанерозойським Li-F гранітам та онгонітам (Коваленко и др., 1999), таким породам властивий "рівноплечовий" розподіл LREE та HREE, глибока

негативна Eu аномалія, а також дуже низькі значення K/Rb, La/Nb і високе K/Ba (Додаток Б.1).

Для середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів (рис. 5.13 б) властивий помірно диференційований розподіл REE ($[La/Yb]_N = 14,45\text{--}4,94$), збагаченість LREE, як і для дрібно-середньозернистих гранітів, пологий нахил графіків в області MREE – HREE ($[Gd/Yb]_N = 2,30\text{--}1,03$), наявність глибокого, але меншого, порівняно із дрібно-середньозернистими гранітами, Eu мінімуму ($Eu/Eu^* = 0,07\text{--}0,13$). Від середньо-крупнозернистих та порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів відбувається поступове зростання вмісту HREE, зменшення LREE, за майже незмінного MREE, і поглиблення європієвого мінімуму. Низький вміст Eu у рідкіснометалевих гранітах пов'язаний з тривалим фракціонуванням plagіоклазу в ході кристалізаційної диференціації розплаву.

Окремо необхідно відмітити концентрацію REE в альбітиті. Він має найменший сумарний уміст REE серед гранітів (7 ppm) і на відміну від них, його значення Σ REE нижче за верхньоконтинентальну кору (Додаток Г.2).

Розділення REE у ході кристалізаційної диференціації відбувається за декільками причинами (Невский и др., 1972). Згідно (Невский и др., 1972) розділення REE може відбуватися із-за різної летючості рідкісноземельних комплексних сполук з фтором. HREE більш легко утворюють фторидні комплексні сполуки, ніж LREE і, внаслідок цього, при високотемпературних постмагматичних процесах, вони мігрують у сполуках з фтором (Невский и др., 1972).

Спектри розподілу REE рідкіснометалевих гранітів УЩ та салмінського граніту БЩ мають спільні риси. Для них характерний чіткий європієвий мінімум (рис. 5.13 в, г). Такий дефіцит Eu властивий всім іншим рідкіснометалевим гранітам. Для кам'яномогильських рідкіснометалевих

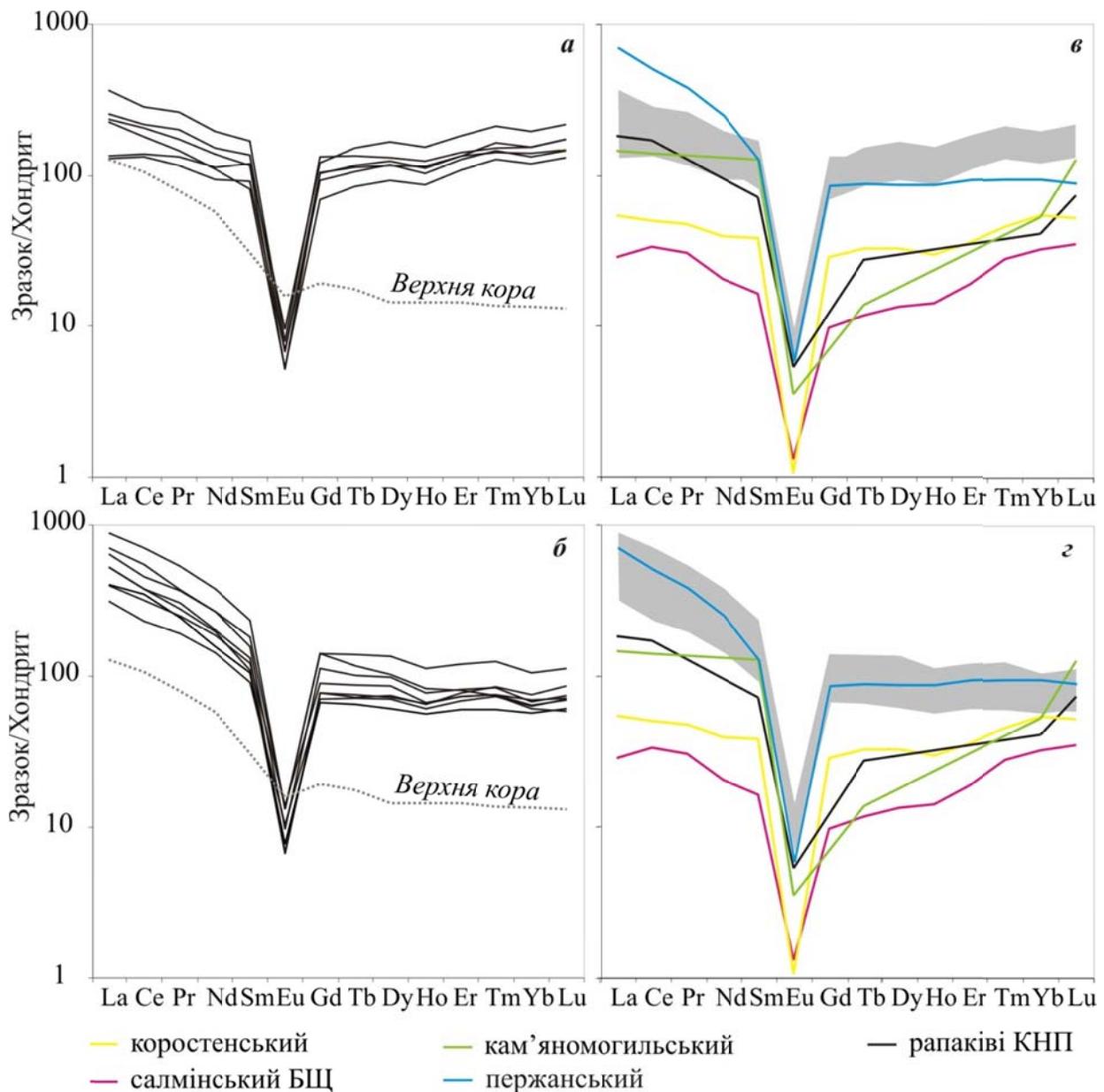


Рис. 5.13. Спайдердіаграми REE гранітів: а – русько-полянські дрібно-середньозернисті граніти верхньої частини свердловини; б – русько-полянські середньо-крупнозернисті й порфіроподібні граніти нижньої частини свердловини; в, г – русько-полянські граніти (сіре поле), рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону (КН-1) (Есипчук и др., 1993), Li-F граніт Салмінського батоліту БЩ (403-13) (Ларин, 2011), мікроклін-альбітовий рідкіснометалевий граніт-порфір Коростенського плутону (51-10-9) (Митрохін, 2011), рожевий біотитовий граніт кам'яномогильського масиву (1 КМ) (Есипчук и др., 1993), рибекіт-біотитовий пержанський граніт (Шеремет и др., 2014). Нормовано на хондрит (Перепелов и Ефремов, 2000). Вихідні дані для русько-полянських гранітів у додатках Г.1 та Г.2

гранітів $\text{Eu/Eu}^* = 0,02\text{--}0,27$, для пержанських – $\text{Eu/Eu}^* = 0,03\text{--}0,09$ (Шеремет и др., 2014; Щербаков, 2005). Русько-полянські дрібно-середньозернисті граніти верхньої частини розрізу свердловини, коростенський граніт-порфір та Li-F граніт Салмінського масиву характеризуються "рівноплечовим" розподілом

LREE та HREE (рис. 5.13 в). Русько-полянські середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти, пержанські, кам'яномогильські граніти та рапаківі КНП мають схожі спектри розподілу REE. У них переважають легкі лантаноїди над важкими (рис. 5.13 г).

Русько-полянські граніти, рапаківі КНП (Митрохин, 2011), рідкіснометалеві граніти УЩ (Шеремет и др., 2014) та Салмінського батоліту БІЩ (Ларин, 2011) належать до найбільш різноманітної та "проблемної" групи гранітів – анорогенних гранітів А-типу. На дискримінаційній діаграмі (рис. 5.14) точки хімічного складу русько-полянських гранітів потрапляють у поле А-типу.

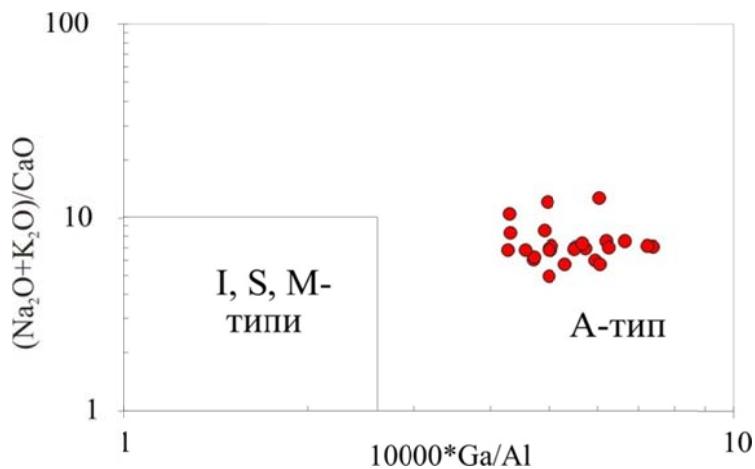


Рис. 5.14. Дискримінаційна діаграма русько-полянських рідкіснометалевих гранітів $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - 10000*\text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen, 1986) гранів РПМ за геохімічними ознаками

Особливостями останніх є висока залізистисть, підвищена лужність, збагаченість крупнайонними високозарядними елементами (Nb, Y, Ga, REE, дуже низький Eu), галогенами (особливо F), понижений уміст Sr (Гребенников, 2014). Основним петрохімічним параметром для цього типу є висока залізистисть. За декілька десятків років термін "А-тип" втратив первісне значення, а найбільш придатна назва для цих порід – "*ferroan*" (залізистий) (Creaser et al., 1991; Frost 2011). Вважається, що граніти А-типу кристалізуються із "сухих" високотемпературних магм у різко відновних умовах, а їхня еволюція відбувається за плумазитовим трендом. Кінцевим

продуктом глибокої диференціації таких магм є рідкіснометалеві Li-F граніти, до яких відносять русько-полянські граніти (Шеремет и др., 1989). Існують певні труднощі у віднесення русько-полянських рідкіснометалевих гранітів до класичних Li-F гранітів (Заяць и др., 2012). Відмінною особливістю гранітів Li-F типу, згідно (Коваленко, 1977), є різко понижений уміст Y, Zr, REE, а концентрація Li в них може змінюватись від 80 до 340 ppm і більше. Русько-полянські граніти характеризуються підвищеним умістом Y, Zr, REE, що притаманне гранітам агпаїтового типу. За розрахованими кларками концентрацій, граніти позитивно спеціалізовані та сильно спеціалізовані на Y, Zr (рис. 5.15). Середньозважений уміст Li в досліджуваних гранітах невисокий і знаходиться на нижній межі гранітів Li-F типу: 109 ppm (у дрібно-середньозернистих гранітах) та 85 (у середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах). Із-за невисокого умісту Li та підвищеної глиноземистості досліджених порід доречно відносити їх до геохімічного типу плюмазитових рідкіснометалевих лейкогранітів у розумінні (Таусон, 1977).

Співставлення русько-полянських гранітів з рапаківі КНП та іншими рідкіснометалевими гранітами УЩ та Салмінського батоліту БЩ дало можливість зробити деякі висновки. Русько-полянські граніти порівняно із рапаківі КНП мають більш високий уміст Rb, REE, та більш низький уміст Sr, P і Ti, що вказує на глибоку диференціацію досліджених порід. Від корostenського мікроклін-альбітового граніт-порфіру, салмінського Li-F граніту, які пов'язані з рапаківі плутонів, русько-полянські граніти відрізняються низьким умістом Li та високим Y, Zr, REE (рис. 5.15 а). Концентрація REE в корostenському та салмінському гранітах складає 105 та 58 ppm відповідно, а в русько-полянських гранітах 284–973 ppm.

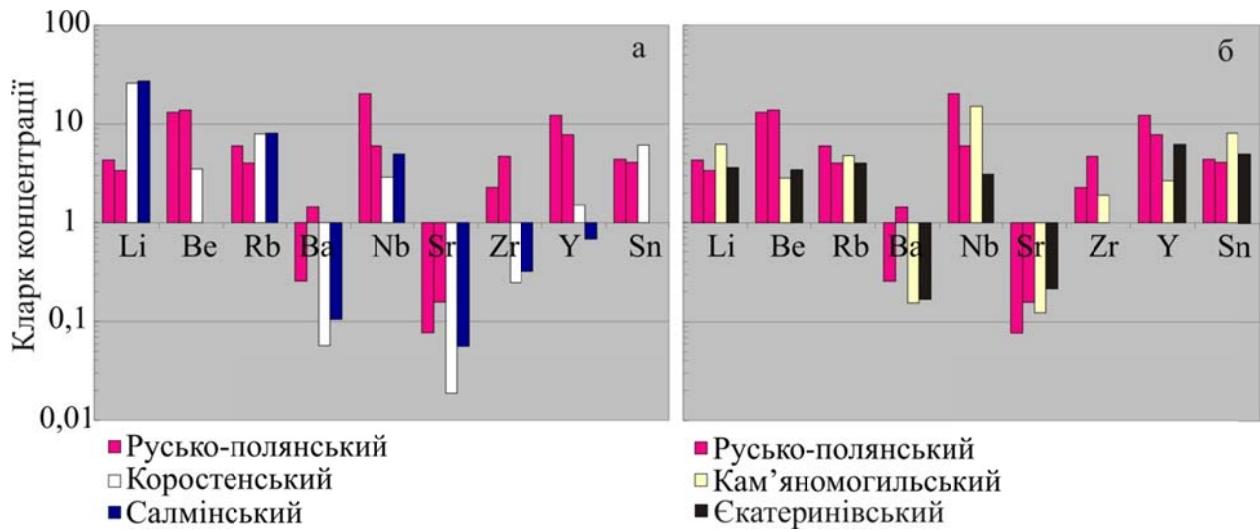


Рис. 5.15. Порівняльна геохімічна характеристика русько-полянських гранітів дрібно-середньозернистих та середньо-крупнозернистих і порфіроподібних з рідкіснометалевими гранітами двох формаций типів: пов'язаних з рапаківі плутонів (а) та рідкіснометалевих гранітів, які не мають зв'язку з рапаківі плутонів (б). Використані матеріали (Есипчук и др., 1993; Ларин, 2011; Шеремет и др., 2014; Щербаков, 2005)

За рівнем концентрацій Li, Zr, Y, REE русько-полянські граніти наближаються до рідкіснометалевих гранітів кам'яномогильського комплексу (рис. 2 б), в яких сумарний уміст REE становить 500–1700 ppm (Сєдова, 2011). При невисокому вмісті літію ці граніти збагачені Zr, Y, REE. Кількість REE в них у 5–10 разів вища за суму REE в коростенських та салмінських гранітах.

Спільні риси досліджених русько-полянських гранітів та інших рідкіснометалевих гранітів: низький уміст Ba, Sr, підвищена концентрація Be, Rb, Nb, Sn. Русько-полянські граніти вирізняються від них більш високим умістом Ba (особливо у середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах) і найнижчим умістом Li.

Часто граніти А-типу ототожнюють із внутрішньоплитними гранітами. Точки русько-полянських гранітів разом із рапаківі КНП потрапляють у поле внутрішньоплитних гранітів (рис. 5.16).

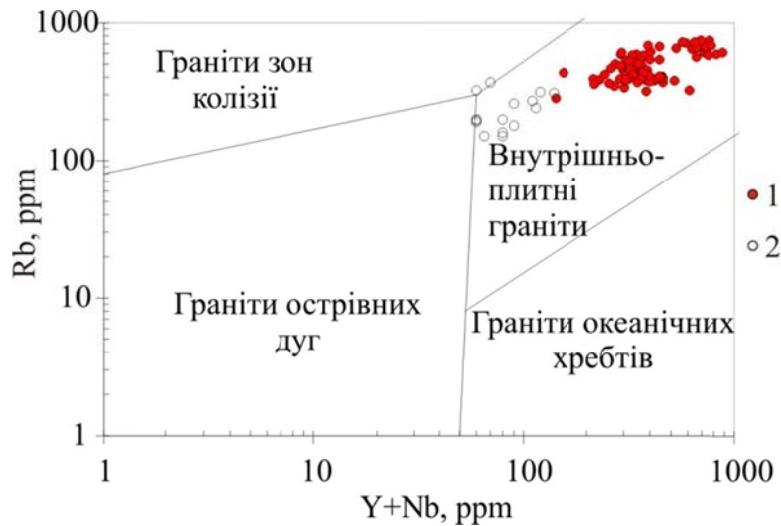


Рис. 5.16. Геотектонічна типізація гранітів РПМ за геохімічними ознаками (Pearce 1996; Pearce et al., 1984). 1 – русько-полянські граніти, 2 – рапаківі КНП (Есипчук и др., 1993)

5.2.2. Ізотопний склад стронцію мінералів

Первинне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ є важливим для визначення можливого джерела, з якого виплавлялися гранітоїди. Для гранітоїдів РПМ вивчення ізотопного складу стронцію не виконувалось взагалі. У даному підрозділі наведені результати визначення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах і плагіоклазах з русько-полянських рідкіснометалевих гранітів.

Отримані значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах виявились аномально високими – вище, ніж для корових гранітів (Заяць, 2015). Вони становлять $0,73799 \pm 0,00006$ (гл. 225,0–227,0 м) та $0,77010 \pm 0,00008$ (гл. 239,6–242,0 м). Такі аномально високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,737$ – $0,856$) фіксуються в апатитах із сієнітів Великовисківського та Яструбецького масивів УЩ (Кривдік та ін., 2011). Як і русько-полянські граніти, сієніти з високим значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуються високим ступенем кристалізаційної диференціації. Їм властива висока залізистисть фемічних мінералів, вони збагачені на Zr, Y, REE та збіднені на Sr та Ba. Простою контамінацією корового матеріалу високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пояснити неможливо (Кривдік та ін., 2011). Високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ співвідношення можуть бути обумовлені декількома причинами. Одна з них – кристалізаційне польовошпатове фракціонування з екстракцією Sr, яке

може призвести до сильної деплатації на цей елемент у кінцевих диференціатах (сіенітах, частково – гранітах рапаківі, пантелеритах, комендитах тощо) (Кривдік та ін., 2011). Якщо розплави таких порід перебували тривалий час у розплавленому стані, то в них за незначного вмісту загального Sr і високого вмісту Rb буде інтенсивно нагромаджуватися радіогенний Sr, що може спричинити збільшення значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ відношення в апатитах (Кривдік та ін., 2011). Також перерозподіл Sr між мінералами може вітруватися внаслідок присутності більш пізніх накладених процесів. Відмічалося (Edgar, 1989), що у деяких калієвих породах апатит може вміщувати незначну кількість K і, відповідно, Rb, що також може призвести до змін ізотопного складу стронцію в апатиті.

У плагіоклазах величина відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ складає $0,72829 \pm 0,00005$ (гл. 225,0–227,0 м) та $0,72605 \pm 0,00006$ (гл. 239,6–242,0 м). Такі високі значення цього параметру властиві суттєво коровим породам збагаченим K і Rb. На корове походження русько-полянських гранітів вказує і приналежність їх до гранітів типу A₂. Досліджувані граніти потрапляють у поле A₂ (рис. 5.17). До цієї групи відносять породи з високим значенням Y/Nb (>1,2), що сформувалися в широкому діапазоні геодинамічних обстановок (у тому числі колізійних та анорогенних гранітів рапаківі). Ці породи виникли за рахунок базальтового джерела континентальних окраїн та острівних дуг (IAB) або в результаті часткового плавлення кори. Так як значний вплив на формування порід A₂-типу мали процеси асиміляції коровим матеріалом, то породи типу A₂ порівняно із породами типу A₁ мають підвищене значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Гребенников, 2014).

До групи гранітів A₂ належать рапаківі Корстенського (Митрохин, 2011, с 272) та Корсунь-Новомиргородського плутонів УЩ (рис. 5.17). Згідно (Митрохин, 2011, с 276) утворення плутонів УЩ відбувалося при взаємодії базитових розплавів змішаного мантійно-нижньокорового походження

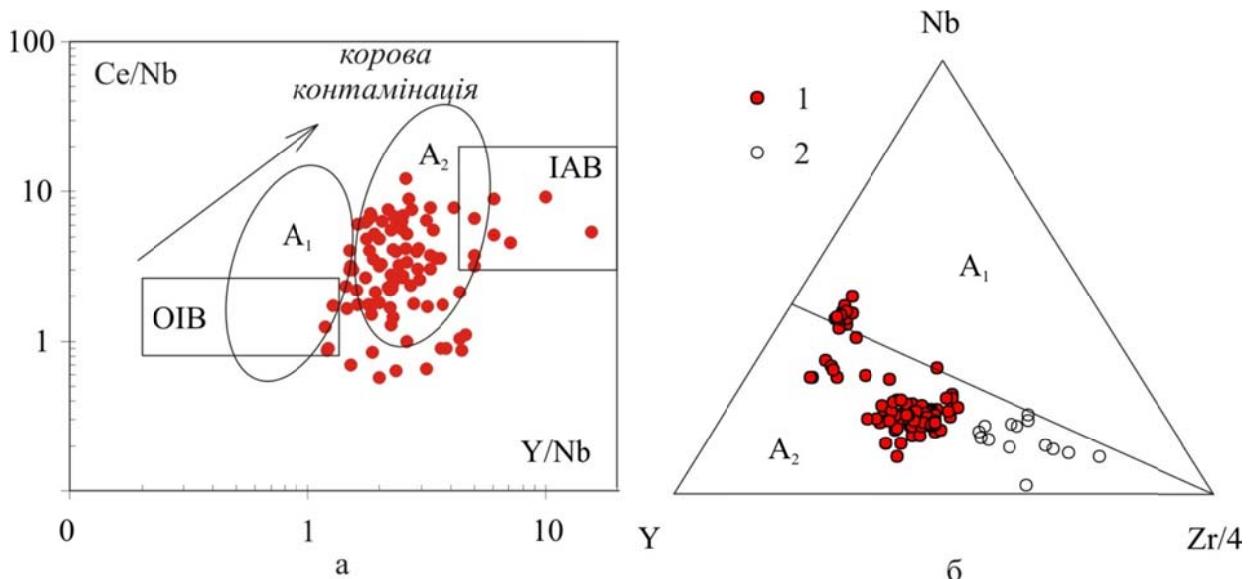


Рис. 5.17. Класифікаційні діаграми Ce/Nb–Y/Nb (а) та Nb–Y–Zr/4 (б) за (Eby, 1992) для русько-полянських рідкіснометалевих гранітів (1) та рапаківі КНП (2); OIB – базальти океанічних островів, IAB – базальти континентальних окраїн та островів дуг; A₁ – внутрішньоплітні граніти з мантійними джерелами магмо генерації. A₂ – кислі магматичні породи океанічних островів та континентальних рифтів анорогенних обстановок. Джерело – базальти океанічних островів (OIB) в обстановках внутрішньоплітного або рифтового магматизму. A₂ – постколізійні граніти з коровими джерелами магмогенерації. Класифікаційні поля проведенні за (Ебі 1992)

з верхньокоровою речовиною і за рахунок неї формувалися гранітоїдні розплави сублужного складу. За (Shumlyanskyy, 2017) ізотопний склад Hf цирконів та Nd гірських порід коростенського та корсунь-новомиргородського комплексів УЩ вказує на переважно корове джерело родоначальних магм з деяким вкладом мантійних похідних толеїтових розплавів.

5.2.3. Геохронологія

Результати геохронологічного вивчення гранітоїдів масиву висвітлено у роботах (Шеремет и др., 1989; Воробей и др., 1984). Принадлежність масиву до Корсунь-Новомиргородського плутону підтверджується тим, що масив знаходиться в його межах і вміщує у своїй південній частині масив габро-норитів, та анортозитів. (Щербаков, 2005). З іншого боку відсутність достовірних уран-свинцевих вікових даних робить віднесення масиву до корсунь-новомиргородського комплексу сумнівним.

За результатами K-Ar методу визначення віку порід, утворення РПМ пов'язують із формуванням КНП (Гейко и др., 1991; Шеремет и др., 1989). Для підтвердження такого висновку U-Pb методом продатовані циркони із гранітів РПМ. Для датування використовувались прозорі, без включень, видовжено-призматичні кристали циркону, без видимих оболонок більш пізнього циркону.

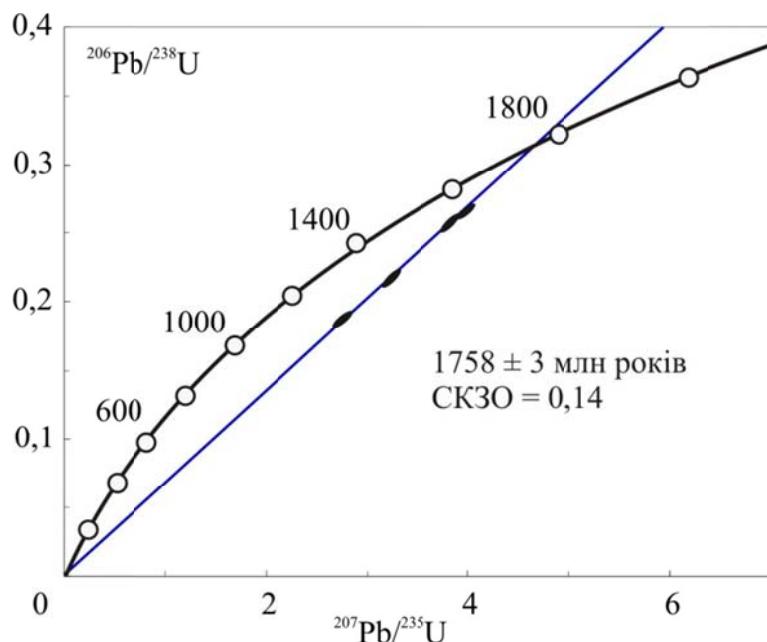


Рис. 5.18. Уран-свинцева ізохронна з конкордією для цирконів із гранітів РПМ (свrd № 8568, гл. 239,6 – 242,0 м)

Результати визначення вмісту U, Pb та ізотопного складу Pb для різних фракцій циркону наведено у додатку Д. Вік циркону із русько-полянських гранітів, отриманий за перетином дискордії з конкордією складає 1758 ± 3 млн років (Пономаренко та ін., 2011) (рис. 5.18). Формування більшості основних та кислих порід корсунь-новомиргородського комплексу відбувалося в інтервалі часу 1757–1750 млн років, а пізні етапи комплексу представлені монцонітами та сіенітами, що утворилися в інтервалі 1748–1744 млн років (Shumlyanskyy, 2017), а вікові межі утворення гранітоїдів Корсунь-Шевченківського масиву є 1754–1748 млн років (Шестопалова и др., 2014). Таким чином, отримані результати віку цирконів з русько-полянських гранітів підтверджують висновки дослідників (Гейко и др., 1991; Шеремет и др., 1989), що формування РПМ співпадає в часі з утворенням КНП.

Висновки

1. Русько-полянські рідкіснометалеві граніти є суттєво калієвими породами і характеризуються підвищеним умістом кремнезему і лугів. Граніти належать до вапнисто-лужних та лужно-вапнистих порід. Вони є металюмінієвими та пералюмінієвими гранітами. Залізистість досліджених гранітів змінюються в широких межах, але у цілому вони мають високий коефіцієнт залізистості, що характерне для високодиференційованих порід. Порівняно із рапаківі КНП русько-полянські граніти характеризуються підвищеною окисненістю заліза. Із зростанням кремнекислотності в русько-полянських гранітах поступово зменшується уміст калію, кальцію, титану, заліза та марганцютану, заліза, марганцю.

Русько-полянські граніти є низькофосфористими рідкіснометалевими гранітами, для яких характерне зменшення умісту Р в процесі магматичної еволюції.

2. У процесі кристалізаційної диференціації у русько-полянських гранітах спостерігається зростання Rb/Sr відношення, а також умісту: Rb, Nb, Y, Pb, Ga, Li, W, U, Th, зменшення: Ba, Sr, Zr, Zn, Mo, Sn, REE та відсутність такої залежності для Be, Cu. Геохімічні особливості русько-полянських гранітів різних типів мають відмінності. Дрібно-середньозернисті граніти верхньої частини сверловини збагачені такими рідкісними елементами як: Nb, Y, Ga. У порфіроподібних головну роль набувають Zr та REE.

Порівняно із середнім складом верхньоконтинентальної кори, русько-полянські граніти збагачені на некогерентні елементи Rb, Zr, Y, Nb, Ta, REE (окрім Eu), Hf, Th та збіднені на Ti, P, Sr Eu. Розподіл REE у гранітах верхньої та нижньої частин розрізу сверловини різний. Криві розподілу дрібно-середньозернистих гранітів мають «рівноплечовий» характер і спостерігається переважання HREE над LREE. У середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах переважають лантаноїди LREE над HREE. По мірі кристалізаційної диференціації, при зменшенні ΣREE у русько-полянських

гранітах, зростає доля HREE відносно LREE і криві розподілу REE гранітів верхньої частини свердловини поступово набувають «рівноплечовий» характер.

За петрохімічними характеристиками русько-полянські граніти належать до плюмазитових рідкіснометалевих лейкогранітів. За вмістом Li, Y, Zr, ΣREE вони подібні до гранітів кам'яномогильського комплексу. Русько-полянські граніти відрізняються від коростенського та салмінського рідкіснометалевих гранітів, які мають генетичний зв'язок з рапаківі плутонів, низьким умістом Li, високими концентраціями Y, Zr, ΣREE. За всіма ознаками русько-полянські граніти належать до внутрішньоплитних анорогенних гранітів (A-тип).

3. Формування РПМ відноситься до періоду становлення КНП Вік русько-полянських гранітів, отриманий U-Pb методом за цирконом складає 1758 ± 3 млн років.

4. За результатами вивчення ізотопного складу Sr визначено, що гранітоїди РПМ, є коровими утвореннями, ім притаманні високі корові значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ відношення в плагіоклазах та аномально високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ відношення в апатитах. На корове походження вказує і приналежність їх до порід A₂-типу, до якого належать рапаківі плутонів УЩ.

РОЗДІЛ 6

ПОРОДОТВІРНІ ТА АКЦЕСОРНІ МІНЕРАЛИ ГРАНІТОЇДІВ РУСЬКО-ПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ

Породотвірні мінерали гранітоїдів РПМ майже не досліджувалися. Попередніми дослідниками визначений хімічний склад біотиту та плагіоклазу, вивчалися люмінесцентні властивості калієвого польового шпату гранітів. Результати цих досліджень наведено у роботах (Щербаков, 2005; Шеремет и др., 2014).

У даному розділі розглянуто хімічний склад породотвірних й акцесорних мінералів гранітів та граносіенітів РПМ, які досліджені із залученням сучасних аналітичних методів. Хімічні особливості породотвірних мінералів гранітоїдів РПМ доцільно розглядати в порівнянні з хімічним складом породотвірних мінералів гранітів інших рідкіснометалевих гранітів УЩ та рапаківі плутонів УЩ. Для порівняльної характеристики використані дані хімічних аналізів породотвірних мінералів рідкіснометалевих гранітів УЩ, рапаківі КНП, опубліковані у наукових виданнях. У розділі подані результати дослідження польових шпатів із русько-полянських гранітів та рапаківі КНП методом ЕПР.

6.1. Хімічний склад темноколірних мінералів гранітоїдів Русько-Полянського масиву

За попередніми дослідженнями (Щербаков, 2005) біотит русько-полянських гранітів представлений майже чистим сидерофілітом. Нижче показано, що склад біотиту з різних гранітоїдів РПМ характеризується перемінним складом.

6.1.1. Біотит

Біотит русько-полянських гранітів є головним темноколірним породотвірним мінералом. Він плеохроює в темно-коричневих до чорного тонах. Інтенсивність та кольори його забарвлення свідчать про високий уміст Fe в слюді, що підтверджується результатами мікрозондового аналізу (Заяць та ін., 2016). Залізистість біотиту (f) висока, що характерно для біотитів з рідкіснометалевих гранітів УЩ і нерідко вона досягає 0,97–0,99 (Додаток Е.1–Е.4). Так точки хімічного складу біотитів з русько-полянських, лезниківських та кам'яно-могильських гранітів на діаграмі аніт-сидерофіліт-флогопіт-істоніт займають поле в області високо залізистих біотитів (рис. 6.1). За залізистистю дещо відрізняються від них біотити пержанських гранітів і рапаківі Коростенського та Корсунь-Новомиргородського plutонів, точки складу яких розташовуються нижче і більше зосереджуються в лівій частині поля (рис. 6.1 ж, з).

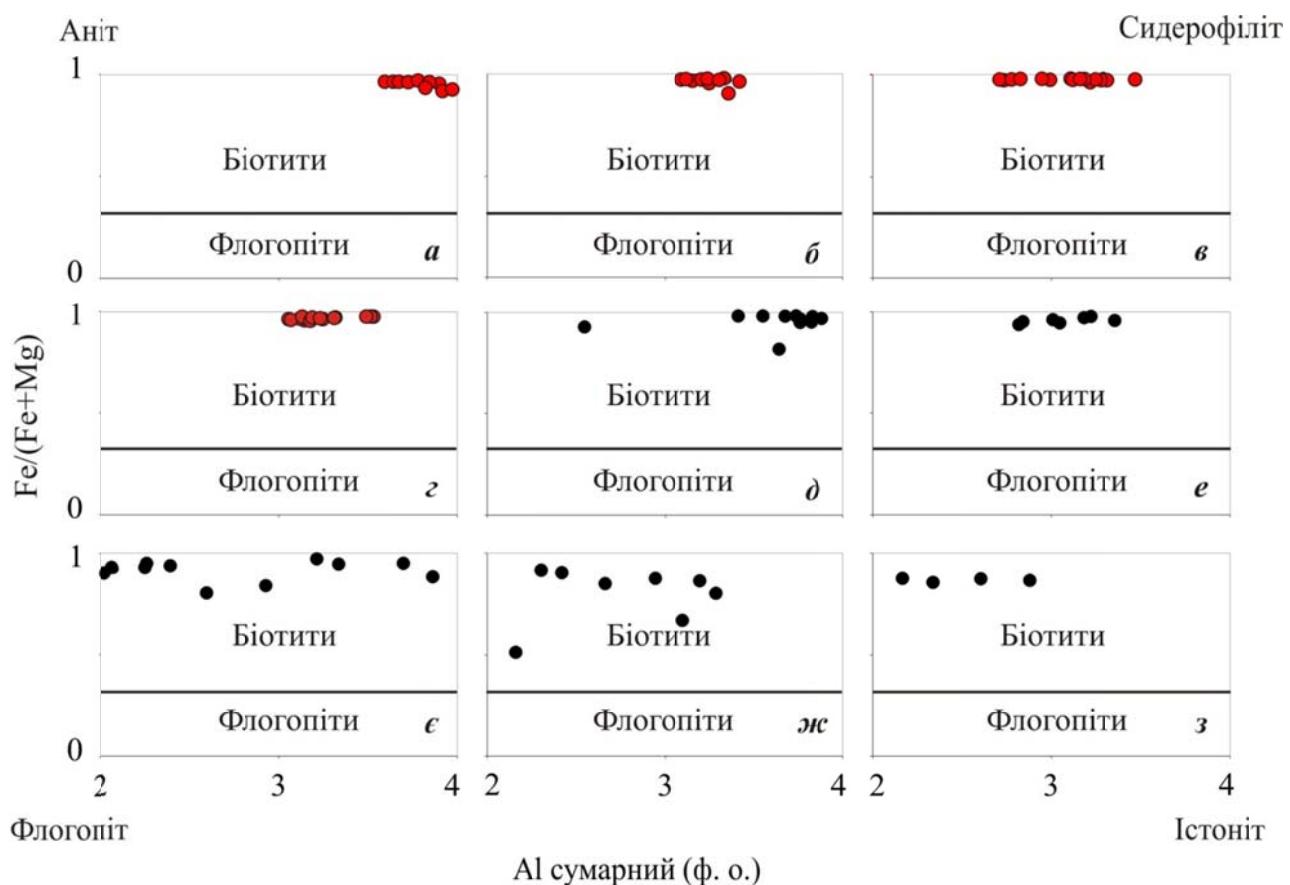


Рис. 6.1. Діаграма $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ – Al (Дир и др., 1966) для біотитів із рідкіснометалевих гранітів та рапаківі plutонів УЩ; а – г – біотити русько-полянських гранітів (сврд. № 8568):

а – гл. 156,1–158,0 м, б – гл. 174,6–176,5 м, в – гл. 225,0–227,0 м, г – гл. 239,6–242,0 м; д – біотити кам’яномогильських гранітів; е – біотити лезниківських гранітів; є – біотити пержанських гранітів; ж – біотити рапаківі КНП; з – біотити рапаківі Коростенського плутону Межа між біотитом та флогопітом умовна і проведена у значення $Mg : Fe = 2 : 1$ (Дир и др., 1966); а – г – результати аналізів у додатках Е.1 – Е.4, д – з – (Усенко и др., 1972; Ушакова, 1980; Шеремет и др., 2014)

Їхня залізистість вища, ніж у біотиті з рапаківі КНП і становить 0,95–0,98.

Як було зазначено вище, попередні дослідники відносили біотити русько-полянських гранітів до чистих сидерофілітів (Щербаков, 2005). На діаграмі (рис. 6.1) точки хімічного складу досліджуваних слюд займають широкий діапазон від аніту до сидерофіліту. Але більшість із них розташовується в області сидерофіліту. Простежується закономірність зміни хімічного складу біотитів різних глибин розрізу свердловини. Біотити дрібно-середньозернистих гранітів верхньої частини свердловини (гл. 156,1–158,0 м) потрапляють у поле сидерофіліту і розташовуються разом із біотитами кам’яномогильських гранітів. Біотити нижньої частини розрізу свердловини з середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів (гл. 174,6–176,5 м, 225,0–227,0 м, 239,6–242,0 м) займають проміжне положення між анітом та сидерофілітом. Тобто, порівняно із ними, біотити дрібно-середньозернистих гранітів більш глиноземисті. Уміст Al_2O_3 в нехлоритизованих біотитах становить – 19,68 – 21,80 мас.% (Додаток Е.1), а в біотитах із середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів – 14,70–19,97 мас.% (Додаток Е.2 – Е.4). Згідно з (Nockolds, 1947), уміст Al_2O_3 в біотитах порід визначається парагенезисом і послідовно понижується в ряду біотитів із високоглиноземистих, біотитових, біотит-амфіболових та біотит-піроксенових і (або) олівінових порід.

Одним з найбільш важливих показників температури утворення біотитів є уміст Ti . За даними (Щербаков, 2005), уміст TiO_2 в біотитах русько-полянських гранітів високий, близький до біотитів пержанських гранітів. Дослідження біотитів русько-полянських гранітів показують, що уміст TiO_2 в біотитах варіює в широких межах від 1,46 до 3,70 мас.% (Додаток Е.1 – Е.4). Найнижчі його значення (< 2 мас.%) зафіксовано в біотитах з сіро-рожевих дрібно-середньозернистих гранітів (гл. 156,1–158,0 м), а найвищі – у біотитах

незмінених рожево-сірих середньо-крупнозернистих гранітів інтервалу глибин 225,0–227,0 м. У цьому інтервалі зростає кількість плагіоклазу та з'являється рогова обманка. За вмістом TiO_2 біотити гранітів верхньої частини розрізу свердловини наближаються до біотитів кам'яномогильських гранітів, а більш глибинні – до біотитів пержанських та лезниківських гранітів (рис. 6.2). Окремо від біотитів із рідкіснометалевих гранітів розташовуються точки біотитів з рапаківі плутонів за рахунок дещо підвищеної магнезіальності.

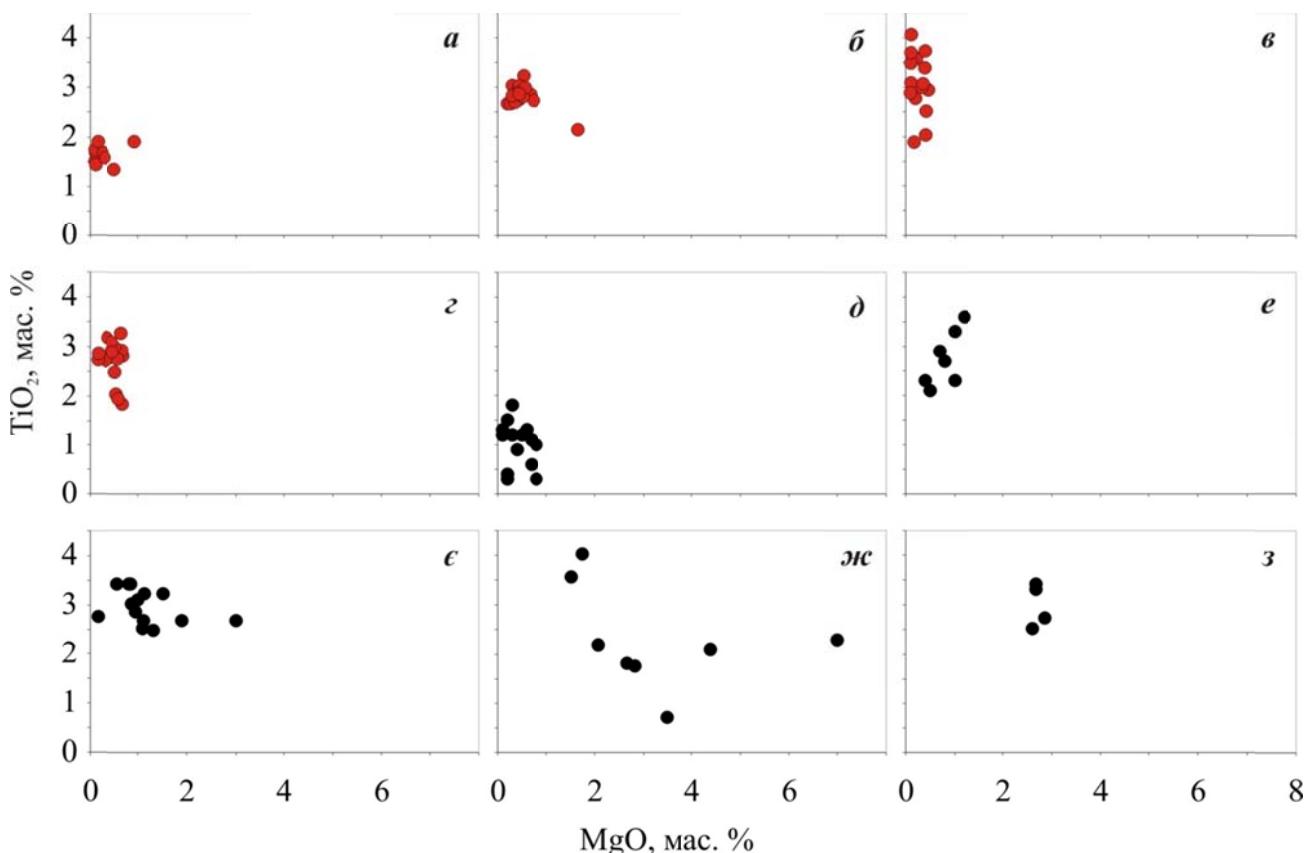


Рис. 6.2. Уміст TiO_2 і MgO в біотитах із рідкіснометалевих гранітів (сврд. № 8568) та рапаківі плутонів УЩ. а – г – біотити русько-полянських гранітів (сврд. № 8568): а – гл. 156,1–158,0 м, б – гл. 174,6–176,5 м, в – гл. 225,0–227,0 м, г – гл. 239,6–242,0 м; д – біотити кам'яномогильських гранітів; е – біотити лезниківських гранітів; є – біотити пержанських гранітів; ж – біотити рапаківі КНП; з – біотити рапаківі Коростенського плутону; а – г – результати анілізів у додатках Е.1 – Е.4, д – з – (Усенко и др., 1972; Ушакова, 1980; Шеремет и др., 2014)

Як було зазначено раніше, русько-полянські рідкіснометалеві граніти належать до плюмазитових гранітів А-типу (Заяць, 2015; Шеремет и др., 2014), що підтверджується хімічним складом їх біотитів.

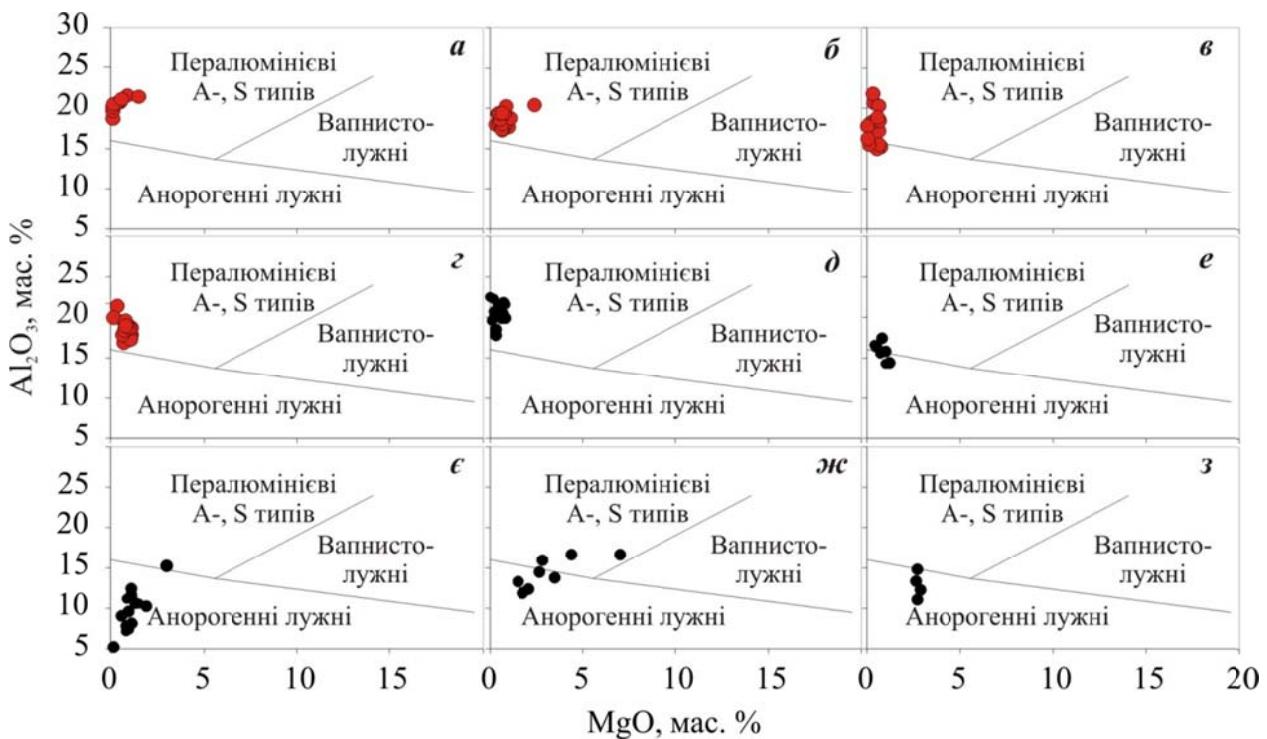


Рис. 6.3. Діаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Abdel-Rahman, 1994, 1996) хімічного складу біотитів із рідкіснометалевих гранітів (сврд. № 8568) та рапаківі плутонів УЩ: а – г – біотити русько-полянських гранітів (сврд. № 8568): а – гл. 156,1–158,0 м, б – гл. 174,6–176,5 м, в – гл. 225,0–227,0 м, г – гл. 239,6–242,0 м; д – біотити кам'яномогильських гранітів; е – біотити лезниківських гранітів; є – біотити пержанських гранітів; ж – біотити рапаківі КНП; з – біотити рапаківі Коростенського плутону; а – г – результати аналізів у додатках Е.1 – Е.4, д – з – (Усенко и др., 1972; Ушакова, 1980; Шеремет и др., 2014)

На діаграмі $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ точки хімічного складу біотитів розташовуються в основному в полі пералюмінієвих гранітів А- та S-типів і займають положення вздовж ординати Al_2O_3 за рахунок низького вмісту MgO та відповідно високої залізистості (рис. 6.3). У те ж саме поле потрапляють біотити кам'яномогильських гранітів та більша частина точок біотитів лезниківських гранітів. У полі анарогенних лужних гранітів розташовуються точки хімічного складу біотитів пержанських гранітів, рапаківі плутонів та частина точок біотитів русько-полянських гранітів інтервалу глибин 225,0–227,0 м.

На діаграмі А.А.Маракушева та І.А.Тарарина (рис. 6.4) точки хімічного складу біотитів русько-полянських, кам'яномогильських та лезниківських гранітів потрапляють в основному у I, II поля лужнометалевості, що характерно

для ультракислих лейкогранітів. У I поле потрапляють біотити сіро-рожевих дрібно-середньозернистих гранітів (гл 156,1–158,0 м).

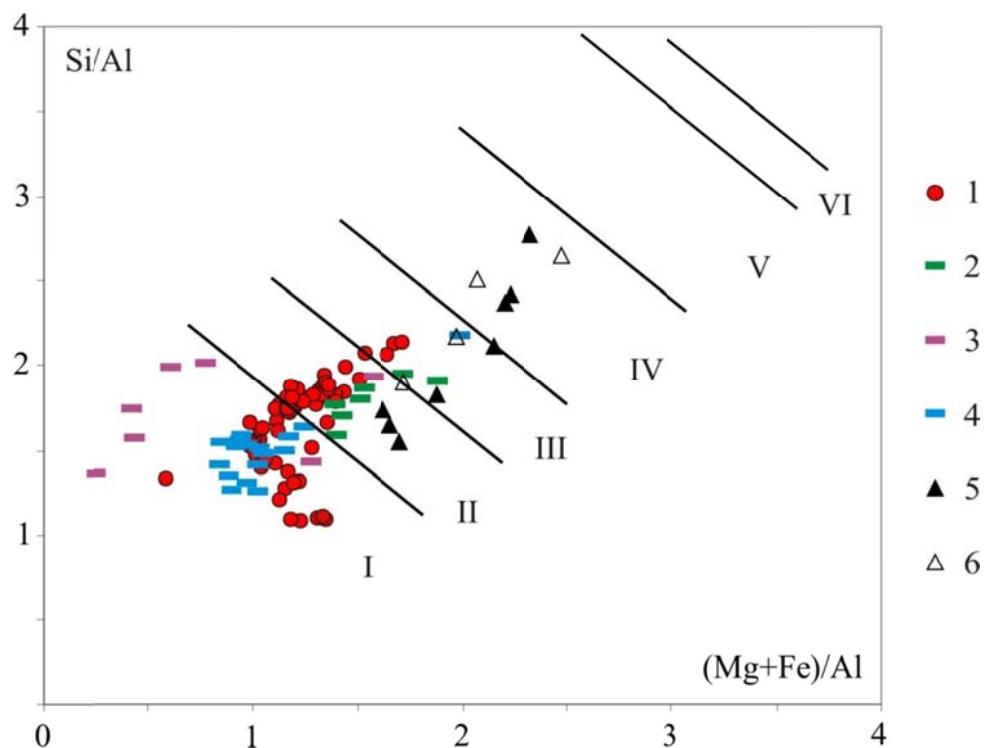


Рис. 6.4. Діаграма $\text{Si}/\text{Al} - (\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ (Маракушев и Таарин. 1965) хімічного складу біотитів із рідкіснометалевих гранітів та рапаківі плутонів УЩ. I-VI – поля лужнometалевості діаграми (Маракушев и Таарин. 1965); 1 – біотити русько-полянських гранітів (сврд. № 8568); 2 – біотити лезниківських гранітів, 3 – біотити пержанських гранітів, 4 – біотити кам'яномогильських гранітів, 5 – біотити рапаківі КНП, 6 – біотити рапаківі Коростенського плутону. 1 – результати аналізів у додатках E.1 – E.4; 2–6 – (Усенкю и др., 1972; Ушакова, 1980; Шеремет и др., 2014)

Біотити із світло- рожевих середньо- крупнозернистих гранітів (гл. 174,6–176,5 м) розташовуються у II полі. А точки хімічного складу біотитів із рожево- сірих середньо- крупнозернистих гранітів інтервалу глибин 225,0–227,0 м потрапляють у II та III групи лейкократових та помірно лейкократових гранітів. Тобто, відбувається поступова зміна хімічного складу біотитів від ультракислої до помірної груп лужнometалевості. Русько- полянські граніти інтервалу глибин 225,0–227,0 м за умовами кристалізації наближаються до гранітів рапаківі КНП.

Біотит русько- полянських гранітів – один з головних концентраторів елементів- домішок. Характерним для нього є високий уміст $\text{Zn} = 0,16-$

0,27 мас.% (Додаток Е.5). З інших елементів-домішок у біотитах необхідно відмітити такі як Sr з максимальним значенням 0,05 мас.%, Ba – 0,08 мас.%, Zr – 0,06 мас.%, Nb – 0,04 мас.%, Ta – 0,13 мас.% (Додаток Е.5). Заслуговує на увагу те, що у більшості досліджених зерен біотиту концентрація Та вища за Nb, хоча в русько-полянських гранітах Nb переважає над Та. Аналогічне спостерігається для F та Cl. У біотитах з гранітів підвищений уміст Cl порівняно з F, не дивлячись на те, що одним із головних акцесорних мінералів русько-полянських гранітів є флюорит (1–2 %). Концентрація хлору в незмінених біотитах русько-полянських гранітів для різних інтервалів глибин варіює від 0,24 до 1,31 мас.% (Додатки Е.1 – Е.4). Найвищий уміст Cl зафіксовано в біотиті з сіро-рожевих порфіроподібних гранітів (гл. 174,6–176,5 м). Максимальне значення F в біотитах становить 0,23 % (Додаток Е.5). Попередніми дослідженнями отримані вищі значення – 0,36–0,87 мас.% (Щербаков, 2005). Взагалі, високі концентрації F характерні для біотитів пержанських, лезниківських та кам'яномогильських рідкіснометалевих гранітів. Уміст F в них досягає перших відсотків (Шеремет и др., 2014). Відомо також, що у гіпабісальних породах міаскітового ряду слюди, амфіболи, а також апатит можуть асоціювати з флюоритом, але мати низький вміст фтору, тоді як в абісальних умовах у подібних породах флюорит не кристалізується, а фтор входить до складу названих мінералів (Кривдик и Ткачук, 1990).

Дослідження біотитів із русько-полянських гранітів показали, що окремі їх зерна неоднорідні за хімічним складом і мають виразну зональністю. У центральних зонах порівняно з крайовими частинами зерен спостерігається більш високий уміст K₂O і Cl та нижчий – FeO, MgO, Al₂O₃.

Серед інших хімічних елементів за результатами РФА наважок біотитів із 4 глибин свердловини гранітів найвищим умістом Ga, Nb і U і найменшим Sr визначаються сіро-рожеві дрібно-середньозернисті граніти (гл 156,1–158,0 м). Найбільш високі значення Ga, Nb і U і найбільш менші Sr зафіксовано саме в гранітах цього інтервалу. Будь-якої залежності умісту Rb від глибини не спостерігалося. Але в породі із переходом від рожево-сірих середньо-

крупнозернистих до сіро-рожевих дрібно-середньозернистих гранітів уміст Rb значно зростає.

Біотит граносієнітів за хімічним складом наближається до аніту (рис. 6.5). Йому властива високий f 0,92 – 0,98, але дещо нижча ніж у біотиту гранітів (Додаток Е.).

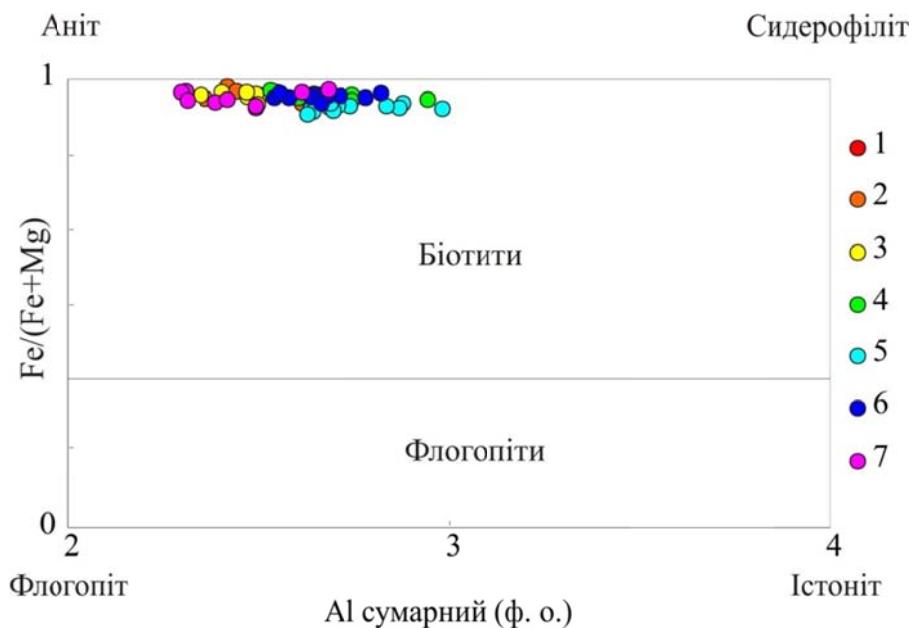


Рис. 6.5. Положення біотитів із русько-полянських граносієнітів (сврд. № 1) на діаграмі $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ – Al за класифікацією (Дир и др., 1966). Межа між біотитом та флогопітом умовна і проведена у значення $\text{Mg} : \text{Fe} = 2 : 1$ (Дир и др., 1966). 1 – гл. 196,3–199,5 м, 2 – гл. 199,5–203,5 м, 3 – гл. 203,5–206,8 м, 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Результати аналізів наведені у додатку Е

Від біотитів із гранітів він відрізняється меншим умістом Al_2O_3 (11,71 – 15,77 мас.%) і Cl (у середньому близько 0,6 мас.%), та дещо більшим магнієм.

Уміст TiO_2 змінюється в широких межах від перших десятих відсотка до 3,99 мас.% (Додаток Е). Для біотиту з граносієнітів спостерігається негативна кореляція вмісту Ti та Al_{VI} (рис. 6.6).

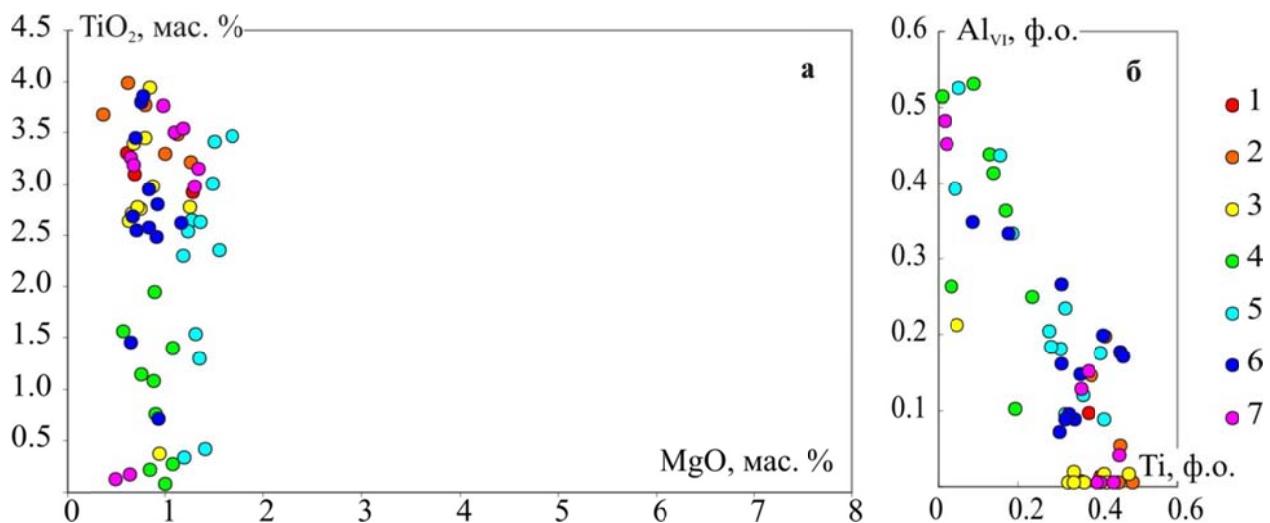


Рис. 6.6. Діаграми $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ (а) та $\text{Al}_{\text{VI}} - \text{TiO}_2$ (б) для біотитів з русько-полянських граносієнітів (сврд. №1). 1 – гл. 196,3–199,5 м, 2 – гл. 199,5–203,5 м, 3 – гл. 203,5–206,8 м, 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Результати аналізів наведені у додатку Є

Відповідно до А.А.Маракушева та І.А.Тараріна (Маракушев и Тарарин 1965), граносієніти РПМ кристалізувалися в умовах нормальної і підвищеної лужності (рис. 6.7). Точки біотитів граносієнітів потрапляють у поля III, IV. У цій області розташовуються і точки біотитів з рапаківі КНП та Коростенського plutону.

6.1.2. Амфібол

Амфібол є одним з головних породотвірних мінералів граносієнітів.

Цей мінерал граносієнітів РПМ згідно (Номенклатура..., 1997) належать до групи кальцієвих амфіболів та представлені роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу (рис. 6.8). Уміст кальцію для всіх амфіболів складає 10,59–11,83 % мас (Додаток Ж). Сумарний уміст лугів в амфіболах становить 1,93–3,15 мас.%. На окремих ділянках зерен вміст лугів збільшується, що виражається в наявності синюватих кольорів у прохідному світлі.

Особливістю амфіболів із граносієнітів РПМ є переважання калію (0,34–0,54 мас %) над натрієм (0,03–0,35 мас. %), що пояснюється домінуванням

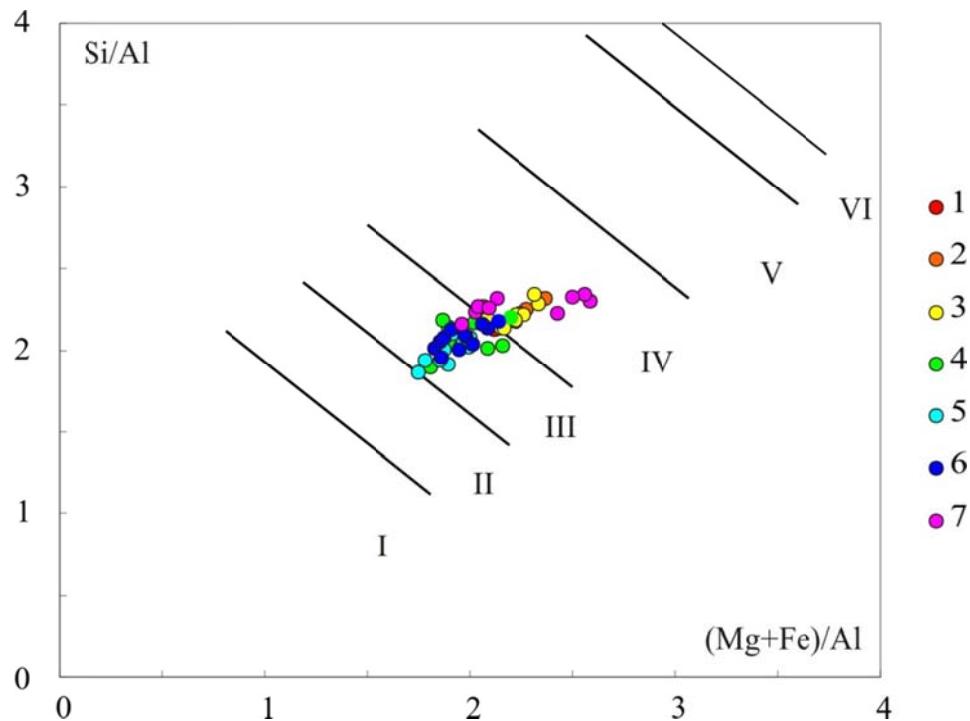


Рис. 6.7. Діаграма $\text{Si}/\text{Al} - (\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ (Маракушев и Тарапин, 1965) хімічного складу біотитів із рідкіснометалевих граносієнітів (сврд. № 1). I – VI – поля лужнометалевості діаграми (Маракушев и Тарапин, 1965). 1 – гл. 196,3–199,5 м, 2 – гл. 199,5–203,5 м, 3 – гл. 203,5–206,8 м, 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Результати аналізів наведені у додатку Є

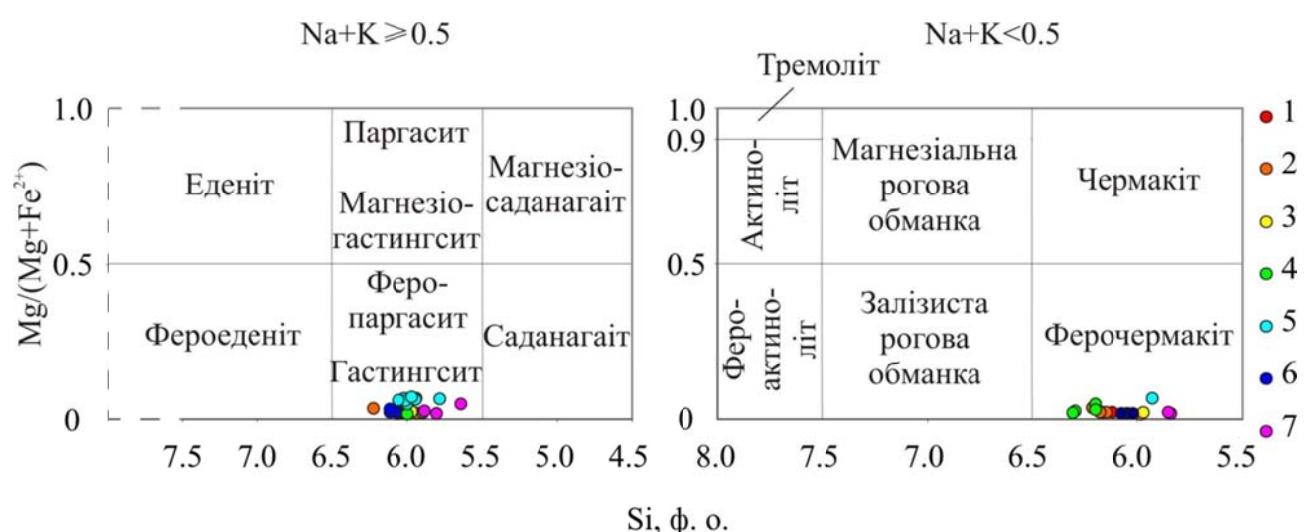


Рис. 6.8. Положення амфіболів із граносієнітів (сврд. № 1) на діаграмі $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})^{2+} - \text{Si}$. 1 – гл. 196,3–199,5 м, 2 – гл. 199,5–203,5 м, 3 – гл. 203,5–206,8 м, 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Результати аналізів наведені у додатку Ж

калію над натрієм в породі. Подібно біотитам русько-полянських гранітів і граносіенітів, амфіболи з граносіенітів також збагачені залізом і збіднені магнієм. Коефіцієнти залізистості в досліджених рогових обманках крайнє високі і складають 0,95–1,00 (Додаток Ж). Амфіболи РПМ мають широкі варіації вмісту титану TiO_2 . Його концентрація змінюється від сотих мас. % до 2,45 мас.% (Додаток Ж). Уміст титану в амфіболах менший, ніж у біотитах з гранітоїдів. Тобто в темноколірних мінералах гранітоїдів РПМ більша частина титану концентрується в біотиті.

Уміст алюмінію в амфіболах граносіенітів РПМ варіє 9,00–11,04 мас. %. Уміст алюмінію у октаедричній позиції (Al^{VI}) змінюється від 0 до 0,31 (Додаток Ж).

За класифікацією (Номенклатура..., 1997) амфіболи з граносіенітів РПМ належать до хлорних амфіболів з високим умістом $Cl > 1,88$ мас. % ($\phi.o.Cl > 0,52$), нерідко – хлор амфіболів ($\phi.o.Cl > 1$), в яких уміст Cl досягає 5,09 мас.% (Заяць, 2016) (Додаток Ж).

Для оцінки температури кристалізації мінералів використовувався геотермометр (Wu et al., 2002), що оснований на перерозподілі Mg, Fe між біотитом та амфіболом. Температура кристалізації мінералів оцінена у межах 624–703 °C (Додаток 3). За плагіоклаз-амфіболовим геотермометром (Otten, 1984), температура кристалізації амфіболу та плагіоклазу нижча і складає для пари амфібол-олігоклаз № 10 550 ± 40 °C, а для пари амфібол і більш основного плагіоклазу (№ 14) – 599 ± 40 °C. Тиск при якому відбувалася кристалізація для цієї пари мінералів визначався за (Schmidt, 1992, 1993) і оцінений у межах 6,4–7,2 Кбар. Тиск визначений за загальним умістом Al в рогових обманках, з використанням геобарометру, запропонованого (Hammarstrom, 1986) складає 5,5 – 6,6 кБар. Порівнюючи оцінки температури та тиску при яких відбувалася кристалізація рапаківі КНП та оцінки, цих параметрів для гранітоїдів РПМ, слід зазначити, що русько-полянські гранітоїди кристалізувалися при таких же температурах як і рапаківі КНП, але при більш високому тиску. Оцінки

температури та тиску кристалізації рапаківі КНП становлять за (Митрохин, 2011, с 147) 639–575 °C та 4,9±0,6 кБар відповідно.

6.2. Хімічний склад польових шпатів гранітоїдів Русько-Полянського масиву

Польові шпати є найпоширенішими мінералами гранітоїдів РПМ. Вони представлені плагіоклазом та мікрокліном.

6.2.1. Плагіоклаз

Плагіоклаз гранітів характеризується основністю, яка змінюється від альбіту до олігоклазу An_{0-22} (Пономаренко та ін., 2011) (рис. 6.9 а). Основність мінералу зменшується від середньо-крупнозернистих та порфіроподібних (γ^1) до дрібно-середньозернистих гранітів (γ^5 гр). У верхній частині розрізу свердловини часто спостерігається плагіоклаз альбітового складу, у більш глибинних – плагіоклаз представлений альбітом і олігоклазом.

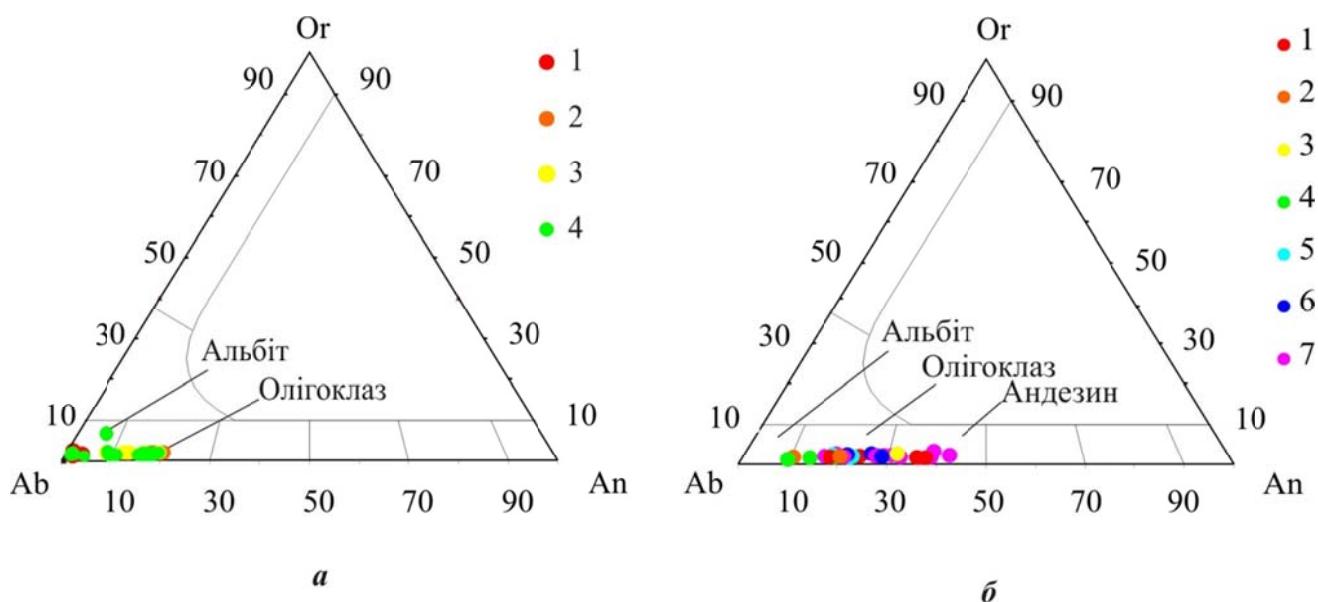


Рис. 6.9. Мінайний склад плагіоклазів з гранітів свердловини № 8568 (а) та граносіенітів свердловини № 1 (б) РПМ. Граніти: 1 – гл. 156,1–158,0 м; 2 – гл. 174,6–176,5 м; 3 – гл. 225,0 – 227,0 м; 4 – гл. 239,6–242,0 м. Граносіеніти: 1 – гл. 196,3–199,5 м; 2 – гл. 199,5–203,5 м; 3 – гл. 203,5–206,8 м; 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Вихідні дані в додатках И, К

Результати дослідження наважок монофракцій плагіоклазів із різних глибин також свідчать про зменшення основності плагіоклазу від глибинних гранітів до гранітів верхньої частини розрізу свердловини. У цьому напрямку в плагіоклазах зменшується вміст кальцію та стронцію.

Плагіоклаз граносіенітів за хімічним складом відповідають до олігоклазу та андезину (рис. 6.9 б). При цьому гіпідіоморфні та ідіоморфні кристали його представлені андезином An_{36-40} , а кристали, які за свою ідіоморфністю наближаються до ксеноморфних зерен – олігоклазом An_{17-26} . Кристали андезину однорідні за складом. Ксеноморфні зерна олігоклазу часто є зональними. Центральна частина складена олігоклазом 22–26 An %, у периферійній частині, на межі олігоклазу із амфіболами, біотитами спостерігається зменшення основності до 17 An %. Сильне зменшення основності олігоклазу спостерігається на межі олігоклаз-мікроклін, іноді до 1–15 An %. Ортоклазовий мінал в олігоклазах становить 1–2 %, в андезинах – 1–6 %.

6.2.2. Мікроклін

Мікроклін гранітів. Мікрозондовим дослідженням визначено, що мікроклін гранітів характеризується умістом ортоклазового міналу, що змінюється від 94,06 до 97,08 % (рис. 6.10 а). Уміст альбітової фази варіює від 2,92 до 5,70 %. Наявність Na_2O в мікрокліні пов'язана із присутністю Na_2O (разом із CaO) у плагіоклазовій фазі, що виділяється у формі мікропериту або периту (Дир и др., 1966). Уміст анортитового міналу менше 0,3 %. За результатами РФА у монофракціях мікрокліну гранітів у значних кількостях присутнє залізо (десяті %). Розподіл титану в мікрокліні корелює із розподілом в породі. Найменший його уміст спостерігається у дрібно-середньозернистих гранітах.

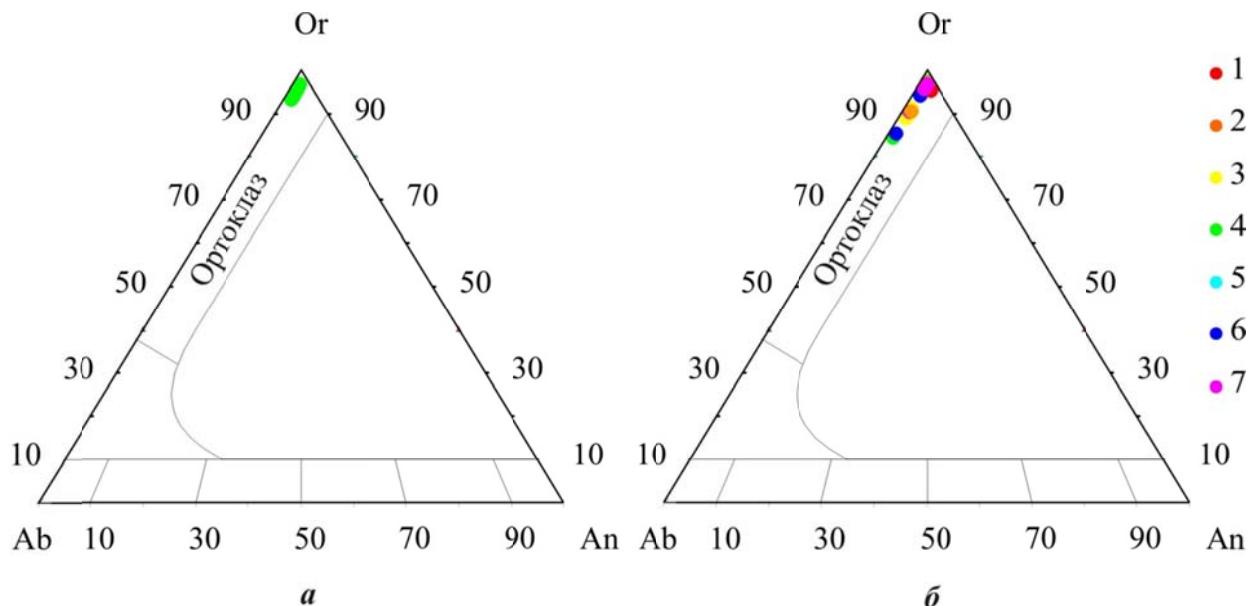


Рис. 6.10. Мінальний склад мікроклінів з гранітів (гл. 239,6–242,0 м) свердловини № 8568 (а) та граносієнітів свердловини № 1 (б) РПМ. Граносієніти: 1 – гл. 196,3–199,5 м, 2 – гл. 199,5–203,5 м, 3 – гл. 203,5–206,8 м, 4 – гл. 206,8–210,0 м; 5 – гл. 210,0–213,4 м; 6 – гл. 213,4–217,3 м; 7 – гл. 217,3–221,0 м. Вихідні дані в додатках Л, М

За вмістом Rb, Y, Nb, Pb, Th та U мікрокліни дрібно-середньозернистих гранітів та більш глибинних середньо-крупнозернистих, порфіроподібних гранітів різняться між собою. Найбільший уміст рідкісних елементів зафіксовано у мікроклінах із дрібно-середньозернистих гранітів. Розподіл вище названих мікроелементів у мікроклінах корелює із розподілом їх у породах. Найбільш збагачені на вказані елементи дрібно-середньозернисті граніти.

Мікроклін граносієнітів РПМ не однорідний за хімічним складом у межах одного зерна. У невеликій кількості зафіксовані зерна мікроклінів, що представлені калієвим польовим шпатом із високим умістом ортоклазового міналу (рис. 6.10 б): чистота калієвої фази таких зерен складає більше 98 % (Додаток М). Найчастіше уміст ортоклазової та альбітової компонент варіює і кристали мікрокліну мають хімічний склад $Or_{85-91}Ab_{9-15}An_{0-2}$. Варіації умісту альбітового міналу пов’язані із нерівномірною насиченістю мікроперититами альбіту. Згідно (Дир и др., 1966) уміст анортиту для лужних польових шпатів складу $Or_{100}Ab_0$ – $Or_{50}Ab_{50}$ не перевищує 5% і зростає до натрового кінця ряду. Така особливість справедлива для більшості зерен мікрокліну із граносієнітів

РПМ: із збільшенням альбітового міналу зростає і анортитова складова в мікроклінах.

6.3. Дослідження польових шпатів методом ЕПР

У спектрах мікроклінових монофракцій русько-полянських гранітів вирізняються лінії від ізоморфної домішки Fe^{3+} , а широка лінія обумовлена не структурними домішками що містять Fe^{3+} .

Спектри Fe^{3+} плагіокласових монофракцій схожі на спектри високого альбіту. Присутні лінії не структурного Fe та Mn. Особливістю плагіокласових монофракцій є вузька лінія, яка пов'язана з домішками кварцу (центр O_2^{3-}).

Спектри альбітових монофракцій не містять характерних ліній Fe^{3+} низького альбіту і складаються з суперпозиції сигналів Fe^{3+} мікрокліну, $\text{SiO}_2:\text{O}_2^{3-}$, та ліній не структурного Fe та Mn.

Парамагнітні домішки Fe^{3+} в мікрокліні та плагіоклазі корелюють із загальним умістом Fe в граніті.

Співвідношення двох компонентів спектрів Fe^{3+} , що є чутливими до ступеню впорядкованості структури мікрокліну, практично однакове для дрібно-середньозернистого (γ^5 гр) та середньо-крупнозернистого, порфіровидного гранітів (γ^1 гр). Мікроклін з граніту рапаківі є суттєво менш впорядкованим.

6.4. Акцесорні мінерали

Гранітоїди вміщують широкий спектр акцесорних мінералів. Русько-полянські рідкіснометалеві граніти не є винятком. За даними попередніх дослідників РПМ (Воробей и др., 1984) головними акцесорними мінералами русько-полянських гранітоїдів є циркон, ортит, флюорит, колумбіт, евксеніт, бастнезит, найменш розповсюджені апатит, гранат, монацит, касiterит, топаз, ксенотим, рутил, турмалін, ільменіт, рідше мінерали групи сульфідів (галеніт,

сфалерит, молібденіт) (Воробей и др., 1984). За (Воробей и др., 1984) значна частина вмісту рідкісних земель пов'язана з ортитом.

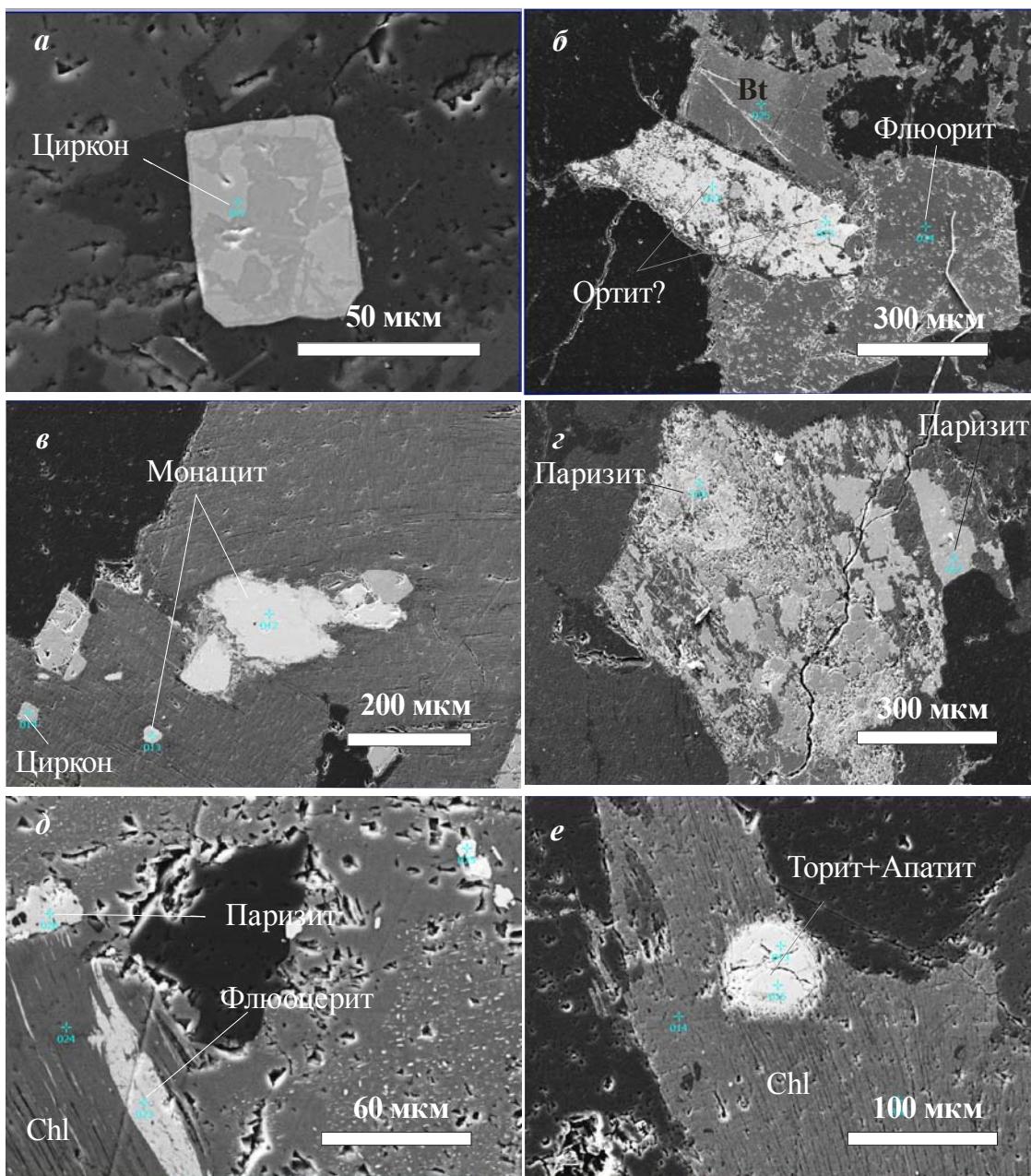


Рис. 6.11. Аксесорні мінерали гранітів з різних глибин свердловини № 8568: а – гл. 156,1–158,0 м, б – гл. 174,6–176,5 м, в, г – гл. 225,0–227,0 м, д, е – гл. 239,6–242,0 м

У досліджуваних русько-полянських рідкіснометалевих гранітах мікрозондовим аналізом в аншліфах визначені такі акcesорні мінерали: флюорит циркон, апатит, ксенотім, колумбіт, гадолініт, ураноторит, ільменіт, гематит, мінерали групи ільменорутила-стрюверита, а також мінерали

рідкісних земель – монацит, синхізит, бастнезит флюоцерит, ітропаризит (Пономаренко та ін., 2011; Заяць, 2012; Бондаренко та ін., 2013) (рис. 6.11).

Фазовий якісний аналіз показав, що в зразках присутні мінеральні фази: фероколумбіт, бастнезит, синхізит, бритоліт, анатаз, псевдорутил, сидерит (Заяць, 2012). Слід відзначити, що в досліджуваних зразках найчастіше спостерігається бастнезит.

Флюорит є одним з головних мінералів фтористих рідкіснометалевих гранітів РПМ. У якості акцесорного він спостерігається в рапаківі КНП, рідкіснометалевих гранітах коростенського, пержанського кам'яномогильського комплексів, рідкіснометалевих гранітів Салмінського батоліту БЩ. М.Ф.Піддубний відмічав, що акцесорна кількість ксенотиту в русько-полянських гранітах, не може забезпечити високий вміст HREE, підвищений уміст Y можливий при значному входженні його та Yb в склад евксеніту та інших акцесорних мінералів (Поддубний и др., 1978; Воробей и др., 1984). Одним з таких мінералів є флюорит. РФА монофракції флюориту із досліджуваних русько-полянських гранітів показав, що мінерал збагачений Y. Найбільші його концентрації спостерігаються у флюориті із найбільш диференційованих дрібно-середньозернистих гранітів. Максимальний вміст Y у флюориті становить десяті %. Найменші значення кількості Y відмічаються у середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах. Подібне зниження концентрації Y в породі спостерігається при переході від дрібно-середньозернистих гранітів до середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів. Така пряма кореляція між умістом елементу в граніті та флюориті властива для Zr, Nb, Fe і Th. Зворотня кореляція є характерною для Zn Pb та Sr. Із глибиною уміст Sr зменшується у 2–3 рази. Крім того, виділення флюориту у вигляді прожилків, гнізд, заповнення ним мікротріщин у русько-полянських гранітах може вказувати на його більш пізню метасоматичну природу.

Циркон – один із найрозвитковіших акцесорних мінералів гранітоїдів РПМ. Циркони русько-полянських гранітів різноманітні за формою та забарвленням (Пономаренко и др., 2010; Заяць та Ларіков, 2014) (рис. 6.12 а).

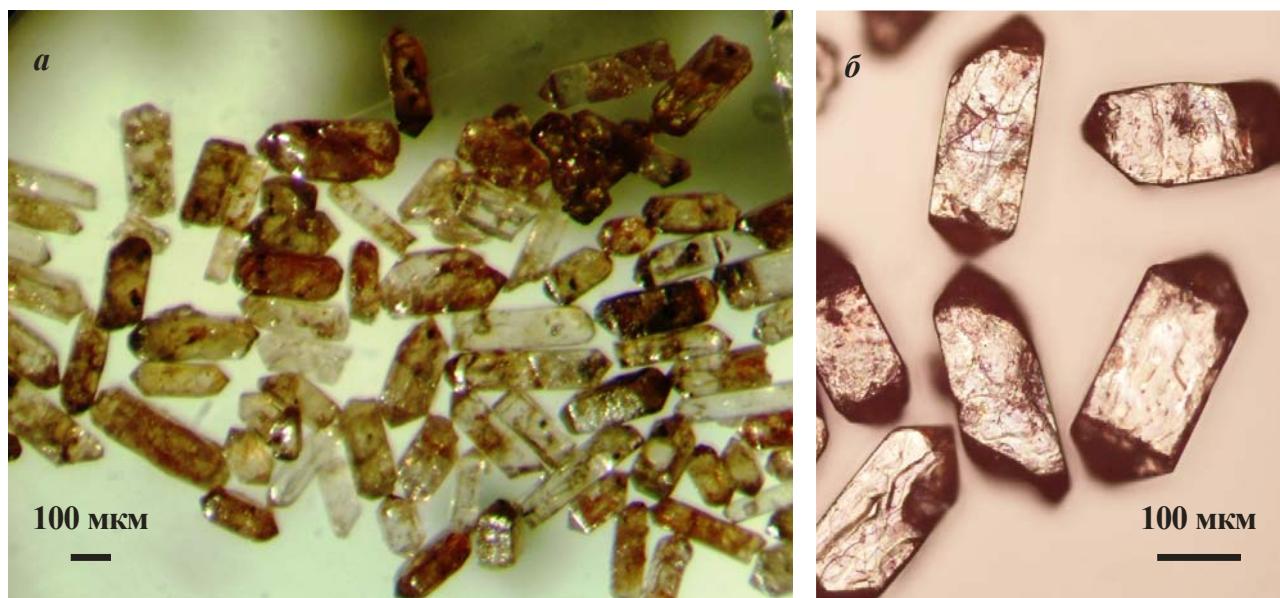


Рис. 6.12. Циркони русько-полянських гранітів: а - у загальній масі під мікроскопом МИН-8, б – у відбитому свіtlі під мікроскопом Nikon eclipse LV100Pol

Вони представлені дрібними (0,05 – 0,2 мм) кристалами, переважно видовженого обліку та діпірамідально-призматичного габітусу. За результатами мінералогічних досліджень всі циркони мають чітку огранку, скляний бліск – поверхня граней у відбитому свіtlі нерівна, тріщинувата іноді слабо шерохувата (рис. 6.12 б).

Циркони з русько-полянських гранітів умовно поділені на декілька типів. Перший тип, представлений видовжено-призматичними прозорими безбарвними цирконами без ядер, з невеликою кількістю включень, з коефіцієнтом видовження від 3–4 до 7 (рис. 6.13).



Рис. 6.13. Мікрофотографії зрізів кристалів І типу (гл. 239,6–242,0 м): а – зображення зроблено на оптичному мікроскопі у наскрізному свіtlі; б – зображення зрізів кристалів циркону виконано на електронному мікроскопі (режим СОМРО)

Другий тип, переважаючий за своєю кількістю – напівпрозорі, забарвлені у різні відтінки рожевого кольору кристали цирконів з Кп від 2–3 і до 7 (рис. 6.14 а, б). Зрідка спостерігаються коротко-призматичні зерна цирконів із коефіцієнтом видовження 1,5 (рис. 6.14 в, г). Кристали другого типу набувають рожевого кольору різної насищеності від слабо рожевого до темно-рожевого завдяки різній кількості пилуватих бурувато-червоних включень в кристалах окислів заліза, що надають кристалам відповідний відтінок. Завдяки ним часто можна спостерігати зональну будову зерен циркону: прозорі зони чергуються з червоно-буруми напівпрозорими зонами. Серед другого типу спостерігаються циркони із значною неоднорідністю їхньої будови. Вона обумовлена не тільки концентричною ростовою зональністю окремих кристалів та різноманітних домішок, а й присутністю в цирконах ядер ідіоморфних й округлих форм.

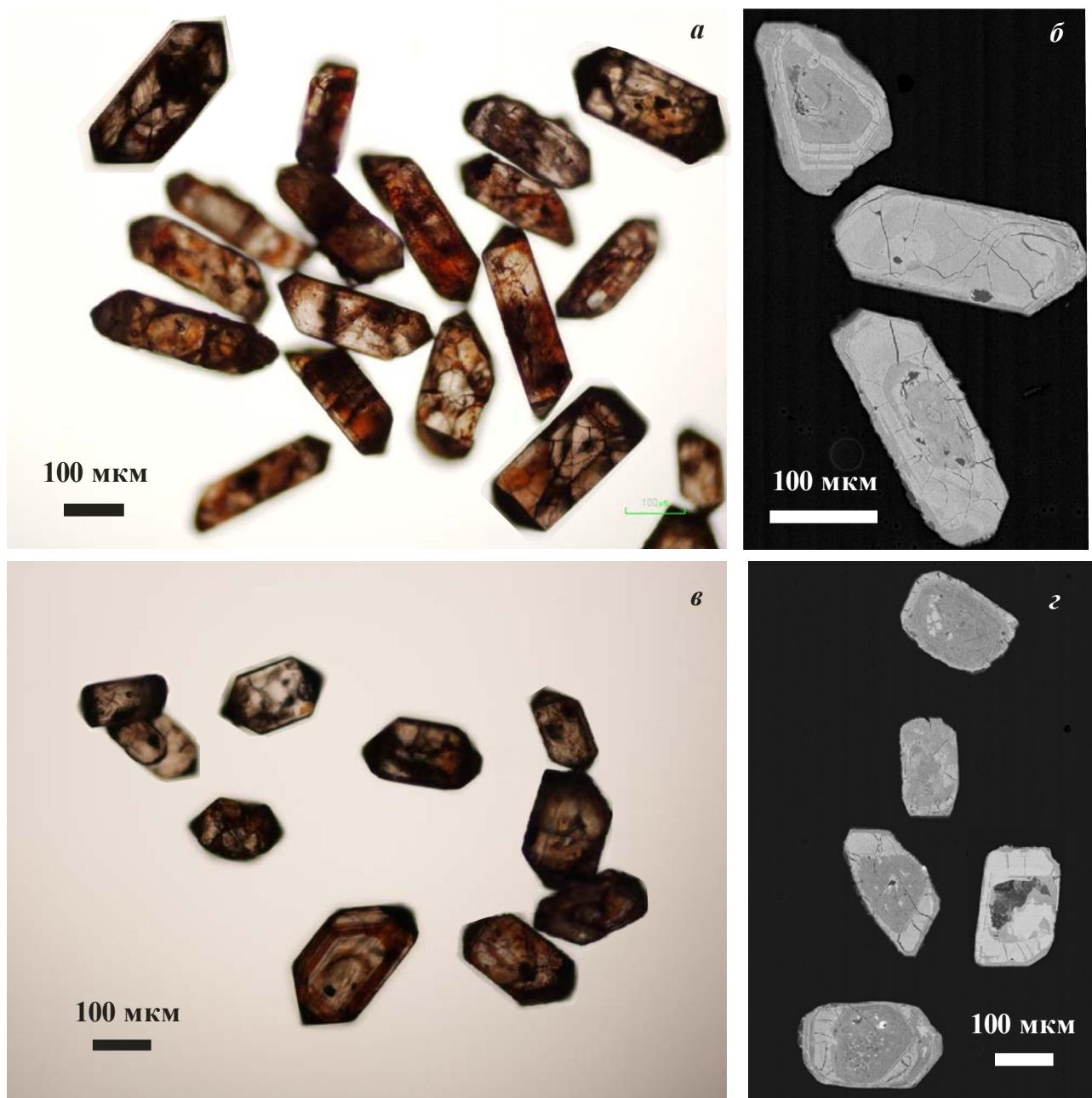


Рис. 6.14. Мікрофотографії зрізів кристалів ІІ типу (гл. 239,6–242,0 м): а, в – зображення зроблено на оптичному мікроскопі у наскрізному світлі; б, г – зображення зрізів кристалів циркону виконано на електронному мікроскопі (режим СОМРО)

Характерною особливістю таких кристалів є тріщинуваті оболонки навколо ядер (рис. 6.14 б, г).

Окремий рідкісний тип становлять крупні циркони, сильно тріщинуваті напівпрозорі, забарвлені в коричневий колір, які в протолочках найчастіше трапляються у вигляді уламків.

Включення в цирконі різноманітні за формою, кольором та розмірами. У вигляді включень у них часто спостерігаються породотвірні мінерали: калієвий польовий шпат кварц, альбіт, біотит. Включення акцесорних мінералів у цирконах представлені: флюоритом, апатитом, гематитом, фторкарбонатами та силікатами рідкісних земель.

Apatit у досліджуваних аншліфах гранітів спостерігається в асоціації із біотитом й ільменітом (рис. 6.15). Він утворює дрібні округлі кристали розміром 0,005–0,01 мм і, за даними мікрозондового аналізу представлений фтор-апатитом . Необхідно відмітити його низьку кількість у русько-полянських гранітах. Невисокий вміст апатиту спостерігається і в кам'яномогильських гранітах (Шеремет и др., 2014).

Русько-полянські граніти збагачені на REE і, відповідно, вміщують значну кількість різних рідкісноземельних акцесорних мінералів. Утворення рідкісноземельних акцесорних мінералів залежить від ряду факторів. Важливим з них є кількість присутнього кальцію у гранітному розплаві, лужність магми, особливість розвитку високотемпературних метасоматичних процесів у гранітоїдах, а саме, процесу мікроклінізації (Невский и др., 1972).

Унаслідок близькості іонних радіусів Ca REE, мінерали кальцію в магматичних процесах є основними носіями REE, а незначний уміст REE в розплаві, при одночасно високій концентрації кальцію не сприяє утворенню власних акцесорних рідкісноземельних мінералів. Їх утворення можливо при умові $100 \cdot \Sigma \text{REE} : \text{CaO} > 1$ (Швей, 1962), тобто в гранітах, лужних гранітах, нефелінових сінітах агпаїтового ряду.

Розвиток мікрокліну по плагіоклазу призводить до виносу з плагіоклазу елементів-домішок (HREE, Be) які не можуть бути «прийняті» кристалічною решіткою мікрокліну. REE концентрувалися і давали початок пізнім рідкісноземельним акцесорним мінералам, що зазвичай уміщують, евксеніт, гадолініт (Невский и др., 1972).

У русько-полянських гранітах є умови для появи значної кількості рідкісноземельних акцесорних мінералів: досліджувані граніти

характеризуються низьким умістом Ca та високий REE, в них широко проявлені постмагматичні процеси мікроклінізації.

Ксенотим – типовий акцесорний мінерал русько-полянських гранітів. Найчастіше ксенотим утворює зростки з цирконом, а в незмінених гранітах він є одним з головних мінералів-концентраторів рідкісноземельних елементів. Ксенотим характерний для

Монацит порівняно з ксенотимом, фіксується у вигляді зерен (розміром 0,06–0,1 мм) з невиразними кристалографічними гранями (рис. 6.11 в). Монацит властивий кислим гранітоїдам, які збіднені кальцієм, з низьким умістом фосфору та підвищеним умістом суми рідкісноземельних елементів, що призводить до виділення монациту замість апатиту (Шеремет и др., 2014).

Ітропаризит встановлений у вигляді дрібних голчатих агрегатів, які просторово тяжіють до виділень ксенотому. Мінерал є вторинним і розвивається часто за рахунок ксенотому. Ітропаризит є поширеним акцесорним мінералом і кількісно поступається лише флюориту.

Гадолініт спостерігається у вигляді дрібнозернистих кристалів (розміром 0,06–0,1 мм) в асоціації з ксенотимом, ільменорутилом, цирконом та фторапатитом. Для повної діагностики мінералу необхідні рентгеноструктурні дослідження.

Колумбіт спостерігається у рідкіснометалевих гранітах пержанського, коростенського та кам'яномогильського комплексів (Щербаков, 2005; Шеремет и др., 2014). У русько-полянських гранітах він встановлений у поодиноких випадках у вигляді кородованих дрібних зерен (<0,05 мм).

Мінерали групи *ільменорутила-стрюверита* спостерігаються окремими субідіоморфними розсіяними зернами. Мінерали найчастіше знаходиться в асоціації з ксенотимом та цирконом, що може свідчити про парагенетичний зв'язок між ними. Максимальний розмір окремих виділень складає 0,2–0,6 мм.

Ураноторит представлений дрібними (до 0,3 мм) кородованими зернами округлої форми, які оточені, у вигляді облямівок, плеохроїчними двориками. У безпосередній близькості від зерен ураноториту спостерігаються структури

радіальної тріщинуватості. В ореолах радіоактивної дії розвиваються гідроксиди заліза.

Ільменіт присутній у вигляді дрібних кристалів різної форми. Він часто утворює включення в біотиті, у зростках з апатитом. Розмір зерен ільменіту становить 0,1–0,3 мм. Спостерігаються два його різновиди – залізистий та марганцевистий (рис. 6.15).

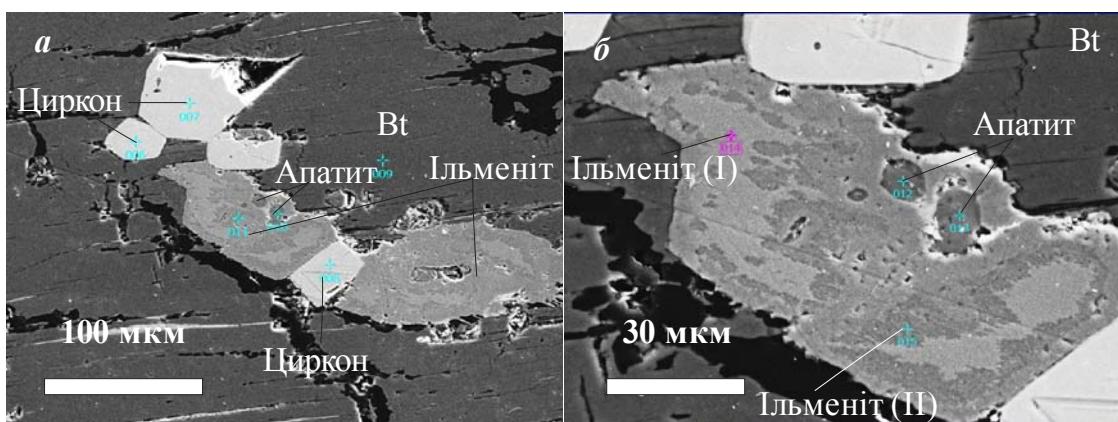


Рис. 6.15. Циркон, апатит та ільменіт гранітів під електронним мікроскопом (гл. 174,6–176,5 м). Режим СОМРО.

Марганцевистий ільменіт має вміст MnO від 2,72–9,16 % до майже чистого марганцевистого ільменіту. Цей різновид ільменіту уміщує невелику кількість Nb₂O₅ (до 3,21 %). Для його окремих зерен характерна зональність – спостерігаються ділянки кристалів, що збагачені ZnO (до 9,10 %).

Висновки

1. Біотити рідкіснометалевих русько-польянських гранітів є висококозалізистими слюдами з високим умістом алюмінію. Біотити дрібно-середньозернистих гранітів верхньої частини свердловини належать до чистих сидерофілітів. Біотити середньо-крупнозернистих гранітів мають аніт-сидерофілітовий склад. Вони характеризуються широким діапазоном умісту титану. Найменші його значення спостерігаються у біотитах верхньої частині розрізу свердловини, із глибиною вміст титану поступово зростає. Біотитам

русько-полянських гранітів властивий високий уміст цинку, а також підвищена концентрації танталу порівняно з ніобієм та хлору порівняно з фтором.

Хімічний склад біотитів гранітів свідчить про поступове зменшення лужнометалевості гранітів від середньо-крупнозернистих і порфіроподібних до найбільш диференційованих дрібно-середньозернистих гранітів. Біотити граносієнітів займають поля помірної лужності. За умовами кристалізації середньо-крупнозернисті й порфіроподібні граніти та граносієніти не відрізняються від рапаківі КНП.

2. Амфіболи граносієнітів представлені зональною високозалізистою роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу, що збагачена калієм і суттєво збагачені хлором.

За plagіоклаз-амфіболовим геотермометром температура кристалізації русько-полянських граносієнітів оцінена як 550–590 °C, а тиск 6,4–7,2 кБар. За біотит-амфіболовим геотермометром температура кристалізації граносієнітів оцінена у 624–703 °C, а тиск за амфіболових геобарометром складає 5,5–6,6 кБар. Порівняно з рапаківі КНП русько-полянські кристалізувалися при більш високому тиску.

3. Основність plagіоклазів з гранітів змінюється від альбіту до олігоклазу (An_{0-22}), а plagіоклазів граносієнітів – від олігоклазу (An_{17-26}) до андезину (An_{36-40}). В олігоклазах фіксується зональність. Їх крайові частини, на межі з іншими породотвірними мінералами основність зменшується до альбіту.

4. Головними акцесорними мінералами русько-полянських гранітів є флюорит та циркон. Акцесорні мінерали гранітів РПМ є концентраторами рідкісних елементів. Існує тісний зв'язок між набором акцесорних мінералів та геохімічною спеціалізацією гранітів. Підвищений уміст ітрію в породі пов'язаний з присутністю в гранітах ітрофлюориту, ітропаризиту, ксенотиту, гадолініту. Головними концентраторами ніобію в гранітах є колумбіт, мінерали групи ільменорутила-стрюверита, лантаноїдів – паразит, синхізит, бастнезит, монацит, берилію – гадолініт, цирконію – циркон, торію – ураноторит.

ВИСНОВКИ

1. Середньо-крупнозернисті й порфіроподібні граніти Русько-Полянського масиву найбільш збагачені цирконієм і рідкісними землями, дрібно-середньозернисті граніти – ніобієм та ітрієм. Вони суттєво різняться між собою за кількістю та розподілом рідкісних елементів. Найбільш диференційовані дрібно-середньозернисті граніти збагачені рідкісноземельними елементами ітрієвої підгрупи. Для них характерний «рівноплечовий розподіл» рідкісноземельних елементів. У середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітах рідкісноземельні елементи ітрієвої підгрупи кількісно значно переважають елементи ітрієвої підгрупи.

За геохімічною спеціалізацією русько-полянські граніти подібні до гранітів кам'яномогильського комплексу Приазовського мегаблоку Українського щита. Спільними для них особливостями є підвищений уміст ніобію, цирконію, ітрію, рідкісних земель. Русько-полянські рідкіснометалеві граніти є типовими представниками гранітів А-типу. Їм властиві: висока залізистисть, підвищена лужність, високий уміст рідкісних елементів, переважання серед породотвірних темноколірних мінералів залізистих різновидів. Вони подібні до внутрішньоплитних гранітів з коровим джерелом магмогенерації.

2. Біотити та амфіболи із фтористих гранітоїдів Русько-Полянського масиву мають високозалізистий склад і значно підвищений уміст хлору. Склад біотитів гранітоїдів змінюється від сидерофілітового до анітового. Амфіболи в граносієнітах представлені роговою обманкою гастингситового та ферочермакітового складу.

3. Гранітоїди Русько-Полянського масиву утворились у палеопротерозої. U-Pb вік їх становить 1758 ± 3 млн років (визначено за цирконом), що відповідає часу утворення гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- Андреева, Е.Д; Богатиков, О.А.; Бородаевская, М.Б.; Гоньшакова, В.И.; Егоров, Л.С.; Ефремова, С.В.; Коваленко, В.И.; Малеев, Е.Ф.; Марковский, Б.А.; Масайтис, В.Л.; Михайлов, Н.П.; Наседкин, В.В.; Петрова, М.А.; Полунина, Л.А.; Ротман, В.К.; Румянцева, Н.А.; Филиппова, Т.П.; Фролов, В.Т.; Фролова, Т.И.; Хворова, И.В.; Щербакова, М.Н. Классификация и Номенклатура Магматических Горных Пород; Недра: М., 1981; с 1–160.
- Антипин, В.С.; Горегляд, А.В.; Савина, Е.А.; Митичкин, М.А. Эволюция Литий-Фтористых Гранитов с Образованием Редкометалльных Слюдяных Шлиров. Геология и Геофизика. 1997, 38 (7), с 1216–1227.
- Апельцин, Ф.Р.; Скоробогатова, Н.В.; Якушин, Л.Н. Генетические Черты Гранитов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации; Недра: Москва, 1977; 16; с 1–199.
- Апельцин, Ф.Р.; Фельдман, Л.Г. Колумбитоносные Граниты. Геология Месторождений Редких Элементов; 2; Госгеолтехиздат: Москва, 1958 с 1–52.
- Архангельская, В.В. О Тантало-Ниобиевом Оруденении в Древних Метасоматических Образованиях Восточной Сибири. Геология Рудных Месторождений 1968, 10 (5), с 29–40.
- Безпалько, Н.А. Геологія та Петрографічна Характеристика Пержанського Граніту. Наук. Щорічник КДУ за 1956 рік 1957а, с 637–638.
- Безпалько, Н.А. Лужні Породи Околиці Села Перги на Волині. Наук. Записки КДУ 1957b, XVI (XIV), с 171–178.

- Бескин, С.М.; Казарин, В.И.; Ларин, В.Н.; Леонтьев, А.Н. О Щелочных Гранитах Чингиза – Тарбагатая (Восточный Казахстан). Металлогенические и Геологические Исследования; 2; Изд. ИМГРЭ: М., 1972; с 131–137.
- Беус, А. А. Альбититовые месторождения. Генезис Эндогенных Рудных Месторождений; Недра: М, 1968 М.; с 303–375.
- Беус, А.А.; Северов, В.А.; Ситнин, А.А.; Субботин, К.Д. Альбитизированные и Грейзенизованные Граниты (Апограниты); Изд-во АН СССР: М., 1962; с 1–196.
- Беус, А.А.; Ситнин А.А. Бериллосодержащие Граниты. Некоторые Типы Пневматолито-Гидротермальных Месторождений Бериллия. Геология Месторождений Редких Элементов; 4; Госгеолтехиздат: Москва 1959.
- Білоус, О.І. Високотемпертурні Метасоматичні Формації Сущано-Пержанської Зони Українського Щита та Їх Рудоконтролююче Значення. Автореферат дис. канд. геол-мінерал. наук, Київ, 1994.
- Болюбах, К.А. Глибинна Будова Центральних Районів Українського Щита; Наук. Думка: К, 1972; с 1–95.
- Бондаренко, С.М.; Заяць, О.В.; Грінченко, О. В.; Флоре, Б. А.; Мікуш, Т. Рудно-Мінералогічні Особливості Русько-Полянських Гранітів. Гранитоиды: Условия Формирования и Рудоносность, Тези Доповідей Наукової Конференції, Київ, Україна, Май 27 – Іюнь 1, 2013; Київ, 2013; с 24.
- Бухарев, В.П. Эволюция Докембрийского Магматизма Западной Части Украинского Щита; Наук.Думка: К., 1992; с 1–152.
- Вернадский, В. И. Геохимия Марганца в Связи с Учением о Полезных Ископаемых. Конференции по Генезису Руд Железа, Марганца и Аллюминия; Москва, 1937; с 229–246.
- Войновський, А. С.; Жужома, В. М.; Калініна, Г. В.; Лобанова, Л. А.; Чурубова, С. С. Методичні Рекомендації для Складання Геохімічних Карт (Геохімічної

Спеціалізації Геологічних Утворень Докембрійського Фундаменту та Прогнозно-Геохімічної) Масштабів 1:200000 та 1:50000 Стосовно Умов Українського Щита; УкрДГрІ: К, 2006; с 1–96.

Воробей, А.И.; Коломиець, Г.Д.; Эльберт, А.И.; Олейник, А.А.; Гладковский, В.Т.; Ситкевич Г.Н. Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба мельче 1:200 000 территории листов М-36-ХХ (ю.п.), М-36-ХХVI (с.п.) за 1980–1984 гг; № 39–80–78/46; Черкассы, 1984.

Гаврилова, С.П.; Хрюкин, В.Г.; Алексеева, Е.А. Интрузивные Редкометальные Граниты (на Примере Одного из Районов Сибири). Редкометальные Граниты и Проблемы Магматической Дифференциации; Недра: М., 1972; с 28–68.

Галецкий, Л.С. Геохимические Характеристики Пород Пержанского Комплекса Сущано-Пержанской Зоны. Геохимия и Рудообразование 1974а, 3, с 24–30

Галецкий, Л.С. Миграция Вещества при Образовании Метасоматитов в Северо-Западной Части Украинского Щита. Геологический Журнал 1974б, 34 (2) с 24–35.

Галецкий, Л.С.; Мельник Ю.М.; Разумеева Н.Н. Условия Образования Гентгельвина. Минералогич. Сборник Львовского Ун-та 1970, 2 (24) с 176–184.

Гейко, Ю.В.; Орлова, М.П.; Филоненко, В.И. Псевдолейцитовые Лампроиты Украины. Записки Всесоюзного Минералогического Общества 1991 Часть СХХ, 5, с 52–55.

Гинзбург, А.И. Проблемы Редкометальных Гранитов. Редкометальные Граниты и Проблемы Магматической Дифференциации; Недра: М., 1972; с 7–27.

Говоров, И.Н. Особенности Минералогии и Генезиса Оловяно-Берилиево-Флюоритовых Месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР 1958 Сер. Геол., 1, с 62–73.

Гребенников, А.В. Гранитоиды А-типа: Проблемы Диагностики, Формирования и Систематики. Геология и Геофизика 2014, 55 (9), с 1356 – 1373.

Давидовский, О.Р.; Зинченко, О.В. О Редкометальных Жильных Гранитоидах в Коростенском Плутоне (Украинский Щит). Геологический Журнал 1990, 6, с 58–67.

Дир, У.А.; Хауи, Р.А.; Зусман, Дж. Породообразующие Минералы. В пяти томах. Листовые Силикаты; Издательство Мир: Москва, 1966; 3; с 1–318.

Довбуш, Т.І.; Скоболєв, В.М.; Степанюк, Л.М. Методичні Рекомендації з Уран-Свинцевого, Рубідій-Стронціевого та Самарій-Неодимового Ізотопного Датування Геологічних Об'єктів при ГРР. Методичні Рекомендації; УкрДГРІ: Київ, 2008; с 1–77 с.

Елисеев, Н. А.; Кушев, В. Г.; Виноградов, Д. П. Протерозойский Интрузивный Комплекс Восточного Приазовья; Наука: М, 1965; с 1–204.

Есипчук, К.Е.; Орса, В.И.; Щербаков, И.Б.; Шеремет, Е.М.; Скobelев, В.М.; Рябоконь, В.В.; Галецкий, Л.С.; Панов, Б.С.; Юшин, А.А.; Бочай, Л.В.; Голуб, Е.Н.; Демяненко, В.В.; Бучинская, К.М.; Свешников, К.И.; Сухоруков, Ю.Т.; Щербак, Д.Н.; Осадчий, В.К.; Пийяр, Ю.К.; Самчук, А.И; Кушнир, А.С.; Андреев, А.В.; Чебуркин, А.К. Гранитоиды Украинского Щита. Петрохимия, Геохимия, Рудоносность. Справочник; Наук. Думка: Киев, 1993; с 1–232.

Есипчук, К.Е.; Шеремет, Е. М.; Зинченко, О. В.; Бобров, А.Б.; Борко, В.Н.; Бухарев, С.В.; Васильченко, В.В.; Верхогляд, В.М.; Голуб, Е.Н.; Демяненко, В.В.; Жебровская, Е.И.; Орса, В.И.; Панов, Б.С.; Раздорожный, В.Ф.; Свешников, К.И.; Скobelев, В.М.; Щербак, Д.Н. Петрология, Геохимия и Рудоносность Интрузивных Гранитоидов Украинского Щита; Наук. Думка: Київ, 1990; с 1–236.

Жариков, В.А. Геология и Метасоматические Явления Скарново-Полиметаллических Месторождений Западного Карамазара; Изд-во АН СССР: М., 1959; с 1–371.

Жариков, В.А.; Омельяненко, Б.И. Некоторые Проблемы Изучения Изменений Вмещающих Пород в Связи с Металлогеническими Исследованиями. Изучение Закономерностей Размещения Минерализации при Металлогенических Исследованиях Рудных Районов; Недра: М., 1965; с 119–194.

Жариков, В.А.; Русинов, В.Л.; Маракушев, А.А.; Зарайский, Г.П.; Омельяненко, Б.И.; Перцев, Н.Н.; Расс, И.Т.; Андреева, О.В.; Абрамов, С.С.; Подлесский, К.В. Метасоматизм и Метасоматические Породы; Научный Мир: М., 1998; с 1–492.

Заварицкий, А.Н. Изверженные Горные Породы; Изд-во АН СССР: Москва, 1955; с 1–480.

Заяц, О.В. Геохимические Особенности Русско-Полянских Редкометальных Гранитов Украинского Щита. Актуальные Проблемы Геологии Докембрия, Геофизики и Геоэкологии, Матеріали XV Молодіжної Наукової Конференції, Присвяченій 100-річчю К.О. Кратца, Санкт Петербург, Россия, октябрь 13–15, 2014; Санкт Петербург, 2014; с 78–82.

Заяц, О.В; Лариков, А.Л. Метасоматические Проявления в Гранитах Русскополянского массива. Теоретичні Питання і Практика Дослідження Метасоматичних Порід і Руд (до 70-річчя Віктора Степановича Монахова), Тези Доповідей Наукової Конференції, Київ, Україна, березень 14–16, 2012; Київ, 2012; с 32–33.

Заяць, О.В. Акцесорна Мінералізація Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітів Українського Щита. Мінералогічний Збірник 2012, 62 (2), с 182–188.

Заяць, О.В. Геохімія Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітів Корсунь-Новомиргородського Плутону (Інгульський Мегаблок УЩ). Мінералогічний Журнал 2015, 37 (3), с 67–77.

Заяць, О.В. Породотвірні Мінерали Граносієнітів Рідкіснометалевої Частини Русько-Полянського Масиву Корсунь-Новомиргородського Плутону (Інгульський мегаблок Українського Щита). Розвиток Промисловості та

Суспільства, Матеріали Міжнародної Науково-Технічної Конференції, Кривий Ріг, Україна, Травень 25–27, 2016; Криворізький Національний Університет: Кривий Ріг, 2016; с 121–123.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л. Уран-Свинцевий Вік Цирконів Русько-Полянських та Кіровоградських Гранітів Інгульського Мегаблоку. Геохронология и Геодинамика Раннего Докембria (3,6–1,6 млрд Лет) Евразийского Континента, Збірник Тез Міжнародної Наукової Конференції, Присвяченій 90-річчю Академіка НАН України М.П.Щербака, Компрінт: Київ, Україна, Сентябрь 16–17, 2014; Изд-во: Київ, 2014; с 53–54.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л. Петрологія Рідкіснометалевих Гранітів Русько-Полянського Масиву Корсунь-Новомиргородського Плутону (Український Щит). Геохронологія та Рудоносність Докембрію та Фанерозою, Присвячена 110-Річчю від Дня Народження М.П.Семененка, Збірник Тез Наукової Конференції з Міжнародною участю, Київ, Україна, Листопад 17–18, 2015; Київ, 2015; с 78–82.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л.; Соболєв, В.Б.; Кушнір, С.В.; Вишневський, О.А.; Сьомка, Л.В. Біотити Рідкіснометалевих Гранітів Русько-Полянського Масиву (Інгульський мегаблок УЩ). Геохімія та Рудоутворення 2016, 37, с 15–21.

Заяць, О.В.; Ларіков, А.Л.; Сьомка, Л.В.; Кошелєв, О.В. Геохімічні Особливості й Типізація Рідкіснометалевих Русько-Полянських Гранітів Корсунь-Новомиргородського Комплексу. Мінеральні ресурси України 2012, 4, с 18–22.

Зинченко, О.В.; Бернасовская, О.Ф.; Латыш, В.Т.; Цыбульский, В.И.; Щербина, Р.Н. О Систематическом Положении Лезниковских Гранитов среди Пород Коростенского Плутона. Вестник Киев Ун-та 1985, Сер. Геология, 4, с 26–31.

Зинченко, О.В.; Галабурда, Ю.А.; Гринченко, В.Ф.; Пархомчук, В.Н.; Щербина, Р.Н. Минералого-Геохимические и Генетические Особенности Кварц-Альбит-

Микроклиновых Метасоматитов (Квальмитов) Луговского Массива (Украинский Щит). Минералогічний Журнал 1991, 13 (4) с 42–52.

Зінченко, О.В.; Галецький, Л.С. Особливості Розподілу Акцесорного Циркону у Кристалічних Породах Району Сущано-Пержанської Кристалічної зони Вісник Київ. Ун-ту 1971 Геологія, 13, с 17–24.

Зінченко, О.В.; Лазарева, І.І. Новий Прояв Топаз-Цинвальдитових Гранітів Коростенському Плутоні. Геологія і Магматизм Докембрію Українського Щита. Збірник Наукових Праць ІГМР НАН України 2000, с 85–87.

Карта Разломно-Блоковой Тектоники Украинского Щита Масштаба 1:1000000; Лазько, Е.М., Ред.; Ценр. темат. эксп.: К., 1984.

Коваленко, В.И. Новые Представления об Условиях Зарождения и Становления Редкометалльных Гранитов и Метасоматитов. Международный Геохимический Конгресс, Тезисы Докладов, Москва, Россия, Июль 20-25, 1971; Наука: Москва, 1972, 2; с 646–647.

Коваленко, В.И. Роль Летучих Компонентов в Генезисе Редкометалльных Литий-Фтористых Гранитов. Гранитообразование и Летучие. Сб.статьй 1975, с 105–117.

Коваленко, В.И. Петрология и Геохимия Редкометалльных Гранитоидов; Наука: Новосибирск, 1977; с 1–206.

Коваленко, В.И.; Коваленко, Н.И. Онгониты (Топазсодержащие Кварцевые Кератофирсы) – Субвулканические Аналоги Редкометалльных Литий-Фтористых Гранитов; Наука: Москва, 1976; с 1–127.

Коваленко, В.И.; Коваль, П.В. Геохимические Особенности, Типы и Генезис Редкометалльных Апогранитных Метасоматитов. Проблемы Геохимии и Космологии. Международный Геологический Конгресс, XXIII Сесия. Доклады Советских Геологов; Наука: Москва, 1968; с 183–192.

Коваленко, В.И.; Кузьмин, М.И.; Зоненшайн, Л.П.; Нагибина, М.С.; Павленко, А.С.; Владыкин, Н.В.; Цэдэн, Ц.; Гундсамбуу, Ц.; Горегляд, А.В. Редкометальные Гранитоиды Монголии (Петрология, Распределение Редких Элементов и Генезис); Наука: Москва, 1971а; с 1–240.

Коваленко, В.И.; Кузьмин, М.И.; Летников, Ф.А. О Магматическом Генезисе Литий-Фтористых Редкометальных Гранитов. Докл. АН СССР 1970, 190 (2), с 446–449.

Коваленко, В.И.; Моссаковский, А.А.; Ярлюк, В.В. Проблемы Реконструкции Геодинамических Обстановок и Петрохимическая Зональность (на Примере Позднепалеозойского Вулканического Пояса Монголии). Геотектоника 1983, 6, с 13–29.

Коваленко, В.И.; Финько, В.И.; Летников, Ф.А.; Кузьмин, М.И. О Некоторых Эффузивных и Субвулканических Породах с Повышенными Концентрациями Редких Элементов. Изв. АН СССР, 1971б, Сер. Геол., 8, с 95–106.

Коваленко, В.И.; Ярмюк, В. В.; Будников, С.В.; Царева, Г.М.; Сальникова, Е.Б.; Ковач, В.П.; Котов, А.Б.; Яковлева, С.З. Гранитоиды Югодзырского Района (Юго-Восточная Монголия) и Связь с Ними W-Mo Оруденения. Геол. Рудн. Месторож. 1999, 41 (5) с 404–424.

Коваленко, Н.И. Экспериментальное Исследование Образования Редкометальных Литий-Фтористых Гранитов; Наука: Москва, 1979; с 1–242.

Ковалев, П.В.; Коваленко, В.И.; Кузьмин, М.И; и др. Минеральные парагенезисы Составов и Номенклатура Слюд Редкометальных альбит-содержащих Гранитов. ДАН СССР 1972, 202 (5), с 90–131.

Козлов, В.Д. Геохимия и Рудоносность Гранитоидов Редкометальных Провинций; Наука: Москва, 1985; с 1–304.

Кононов, Ю.В. Габрові масиви Українського Щита; Наукова Думка: Київ, 1966: с 1–99.

- Коптев-Дворников, В.С.; Руб, М.Г.; Дмитриев, Л.В.; Негрей, Е.В. Закономерности Формирования Гранитных Интрузий. Геохимия Редких Элементов в Связи с Проблемой Петрогенезиса (Тр. Геохимич. Симпозиума, Москва, 1957 г.); ГЕОХИАНССР: Москва, 1959; с 101–119.
- Кореляційна Хроностратиграфічна Схема Раннього Докембрію Українського Щита (Пояснювальна записка); Єсипчук, К.Ю., Ред.; УкрДГРІ: К, 2004; с 1–30.
- Коржинский, Д.С. Кислотно-Основное Взаимодействие Компонентов в Силикатных Расплавах и Направление Котектических Линий. Докл. АН СССР 1959, 128 (2), с 383–386.
- Коржинский, Д.С. Теория Метасоматической Зональности; Наука: Москва, 1969; с 1–112.
- Коржинский, Д.С. Проблемы Различия Метасоматических Образований от Магматических и Осадочных. Метасоматизм и Рудообразование; Наука: Москва, 1974; с 5–12.
- Косалс, Я.А. Геохимия Амазонитовых Апогранитов; Наука: Новосибирск, 1976; с 1–191.
- Костицын, Ю.А. Накопление Редких Элементов в Гранитах 2000а, 1 (1013) с 21–30.
- Костицын, Ю.А. Накопление Редких Элементов в Гранитах 2000б, 2 с 26–34.
- Костицын, Ю.А. Происхождение Редкометалльных Гранитов: Изотопно-Геохимический Подход. Автореферат дис. доктора геол.-минерал. наук, ИМГРЭ, Москва, 2002.
- Кривдик, С.Г.; Ткачук В.И. Петрология Щелочных Пород Украинского Щита; Наукова Думка: Київ, 1990; с 1–408.
- Кривдік, С.Г.; Дубина, О.В.; Довбуш, Т.І.; Котвицька, І.М.; Висоцький, О.Б.; Безсмолова, Н.В.; Амашукелі, Ю.А. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Апатитах із Лужних і Основних Порід Українського Щита. Мінералогічний Журнал 2011, 33 (3), с 55–62.

Кудрин, В.С.; Кудрина, М.А.; Шурига, Т.Н. Редкометальные Метасоматические Образования, Связанные с Субщелочными Гранитоидами. Геология Месторождений Редких Элементов; Недра: Москва, 1965; Вып. 25; с 1–147 с.

Кузьменко, М.В. Геохимия Тантала и Генезис Эндогенных Танталовых Месторождений. Автореферат дис. доктора геол-минералогических наук, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов защиты, Москва, 1973.

Кузьменко, М.В.; Акелин, Н.А. Генезис Субщелочных Гранитоидов и Связанных с Ними Альбититов и Закономерности Распределения в Них Тантала и Ниобия; Наука: Москва, 1965; с 1–122.

Лазарева, І.І. Геохімія Процесів Формування Метасоматитів Сущано-Пержанської Зони та Їх Найбільш Розповсюджених Аксесорних Мінералів (Український Щит). Автореферат дис. канд. геол. наук, ІГМР НАН України, Київ, 2006.

Ларин, А.М. Граниты Рапакиви и Ассоциирующие Породы; Наука: СПб, 2011; с 1–402.

Левицкий, О.Д.; Аристов, В.В.; Константинов, Р.М.; Станкеев, Е.А. Этыкинское Оловорудное Месторождение Восточного Забайкалья. Труды ИГЕМ АН СССР; Изд-во АН СССР: Москва, 1963; Вып.100; с 1–121.

Личак, И. Л. Петрология Корostenского Плутона; Наукова Думка: Киев, 1983; с 1–248.

Луговский, Г.П.; Матиас, В.В.; Тимофеев, И.Н.; Фельдман, Л.Г. Строение Массивов Редкометалльных Гранитов и Особенности их Генезиса. Редкометалльные Граниты и Проблемы Магматической Дифференциации; Недра: Москва, 1972; с 131–161.

Лучицкий, В.И.; Лебедев, П.И. Петрография Украины; Изд-во АН СССР: Москва, 1934; с 1–324.

Луцицький, В.І. Магматичний Габро-Гранітний Комплекс Північної та Середньої Частини Українського Кристалічного Масиву. (Український Кристалічний Масив: Геолого-петрологічний Опис); АН УРСР: Київ, 1947; с. 222-234.

Маракушев, А.А. Петрогенезис и Рудообразование; Наука: Москва, 1979; с 1–260.

Маракушев, А.А.; Таарин, И.А. О Минералогических Критериях Щелочности Гранитоидов. Изв. АН СССР 1965, Сер.Геол., 3, с 20–37.

Марченко, Е.Я.; Металиди, С.В.; Потебня, М.И.; Пархомчук, В.Н.; Гончарова, В.И.; Васенко, В.И. Луговской Массив Криолитоносных Гранитов в Юго-Западном Обрамлении Коростенского Плутона (Докембрий Украинского Щита). Докл. АН СССР 1984, 275 (5), с 1146–1149.

Металиди, С. В., Нечаев, С. В. Сущано-Пержанская Зона (Геология, Минералогия, Рудоносность). Монография; Наукова Думка: Київ, 1983; с 1–135.

Минеев, Д.А. Геохимия Метасоматически Измененных Гранитоидов и Редкометальных Метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая; Наука: Москва, 1968; 185 с.

Митрохин, О.В. Анортозит-Рапаківігранітна Формація Українського Щита (Геологія, Речовинний Склад та Умови Формування). Дисертація доктора геол. наук, КНУ імені Тараса Шевченка, Київ 2011.

Михальченко, І.І.; Заяць, О.В.; Андреєв, О.В. Уран і торій у Русько-Полянських Рідкіснометалевих Гранітах (Корсунь-Новомиргородський Плутон, Український Щит). Геохімія та Рудоутворення 2016, 36, с 35–46.

Невский, В.А.; Гинзбург, А.И.; Козлова, П.С.; Онтоев, Д.О.; Апельцин, Ф.Р.; Куприянова, И.И.; Кудрин, В.С.; Эштейн, Е.М. Геология Постмагматических Ториево-Редкометальных Месторождений; Атомиздат: Москва, 1972; с 1–408.

Недосекин, Ю.Д. Редкометальные Граниты Северо-Востока СССР; Наука: Москва, 1988; с 1–142.

Никольская, Ж.Д.; Гордиенко, Л.П. Петрология и Металлогения Гранитоидных Формаций Карелии; Недра: Москва, 1977; с 1–153.

Номенклатура Амфиболов: Доклад Подкомитета по Амфиболам Комиссии по Новым Минералам и Названиям Минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ ММА); ЗВМО, 1997; 6; с 82–102.

Обер, Ж. Изучение Альбит-Мусковитовых Гранитов, Содержащих Минералы Фтора, Лития, Олова, Бериллия, Ниобия, Тантала и Других Редких Элементов (Месторождения Онтбра и Эшассье, Франция). Геология и Геохимия Рудных Месторождений. Труды XXIII Международного Геологического Конгресса; Мир: Москва, 1971; с 78–89.

Павленко, А.С.; Коваленко, В.И. Зависимость Парагенезисов Щелочных Метасоматитов, Обедненных Кальцием, от Соотношений Химических Потенциалов K₂O и Na₂O. Геохимия 1960, 11, с 980–987.

Перепелов, А.Б.; Ефремов, С.В. Данные по Распределению Редких Элементов для Петролого-Геохимических Расчетов и Графиков. Геохимические Процессы и Полезные Ископаемые. Вестник ГеоИГУ 2000, 2, с 215–228.

Пламеневская, Н.Л. К Петрографической Характеристике Рудного Поля Майкуль. Труды ИГЕМ 1958, 21, с 150–169.

Поддубный, Н.Ф.; Пашкевич, Л.В.; Поддубная, Н.В.; Шаган, Л.П. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-36-88-А, Б (ю.п.), В и Г (Отчет геологосъемочной партии № 20 за 1974–1978 гг); № 39–76–63/28; Киев, 1978.

Половинкина, Ю.И. О Так Называемом Пержанском Граните Украины. Петрограф. Сборник 1957, 21, с 56–65.

- Половинкина, Ю.И. Структуры и Текстуры Изверженных и Метаморфических Пород. Словарь Терминов; Недра: Москва, 1966а; ч. I; с 1–240.
- Половинкина, Ю.И. Структуры и Текстуры Изверженных и Метаморфических Пород. Изверженные Породы; Недра: Москва, 1966б; Т. II; с 1–424.
- Пономаренко, А.Н.; Безвинный, В.П.; Заяц, О.В. Типоморфные Особенности Русскополянских Цирконов как Индикатор Их Генезиса. Стратиграфия, Геохронология и Корреляция Конференции Породных Комплексов Фундамента Восточно-Европейской Платформы, Тези Доповідей Міжнародної Науково-Практической Конференции, Киев, Украина, Май 31–Іюнь 4, 2010; Киев, 2010; с 185–187.
- Пономаренко, О.М.; Заяць, О.В.; Безвинний, В.П.; Довбуш, Т.І. Особливості Речовинного Складу та Ізотопний вік Руськополянських Рідкіснометалевих Гранітів Українського Щита. Геохімія та Рудоутворення 2011, 30, с 18–26.
- Руб, М.Г.; Коптев-Дворников, В.С. Геохимические Критерии Потенциально Рудоносных Гранитоидов. Геохимические Критерии Потенциальной Рудоносности Гранитоидов; Ин-т геохимии СО РАН: Иркутск, 1970; с 3–46.
- Сєдова, О.В. Петрологія і Рудоносність Докембрійського Кам'яномогильського Комплексу Рідкіснометалевих Гранітів Східного Приазов'я Українського Щита. Дисертація канд. геол. наук, ІГМР НАН України, Київ, 2011.
- Скобелев, В.М. Петрохимия и Геохронология Докембрийских Образований Украинского Щита; Наукова Думка: Киев, 1987; с 1–138.
- Солодов, Н.А. Минерагения Редкометальных Формаций; Недра: Москва, 1985; с 1–224.
- Солодов, Н.А.; Балошов Л.С.; Кременецкий А.А. Геохимия Лития, Рубидия и Цезия; Недра: Москва, 1980; с 1–234.

- Сырицо, Л. Ф. Геохимические Аспекты Зональности Массивов Редкометальных Гранитов. Записки Всероссийского Минералогического Общества 1993, 122 (2), с 35–55.
- Сырицо, Л.Ф. Мезозойские Гранитоиды Восточного Забайкалья и Проблемы Редкометального Рудообразования; СПб.: Изд-во С.-Петерб. Ун-та, 2002; с 1–360.
- Таусон, Л.В. О Геохимических Типах Гранитоидов. Ежегодник; Наука: Новосибирск, 1973; с 70–75.
- Таусон, Л.В. Геохимические Типы и Потенциальная Рудоносность Гранитоидов; Наука: Москва, 1977; с 1–280.
- Темников, Ю.И. Структурные Особенности Редкометальных Гранитных Массивов Восточной Сибири. М-во Геологии СССР. Забайкальск. Комплексный Науч.-Исслед. Ин-т; Недра: Москва, 1972; с 1–153.
- Ткачук, Л.Г. Північно-західна Частина Українського Кристалічного Масиву та Її Геологічно-Петрографічні Особливості. Геологічний Журнал 1954, 14 (13), с 45–53.
- Трошин, Ю.П.; Гребенщикова В.И.; Бойко С.М. Геохимия и Петрология Редкометальных Плюмазитовых Гранитов; Наука: Новосибирск, 1983; с 1–184.
- Тугаринов, А.И.; Коваленко В.И. Геохимия Гранитоидов Нигерии; Наука: Москва, 1973, с 1–107.
- Усенко, И.С.; Щербаков И.Б.; Заяц А.П. Биотиты Докембрия; Наукова Думка: Киев, 1972; с 1–207.
- Ушакова, Е.Н. Биотиты Магматических Пород; Наука: Новосибирск, Сибирское отд-е, 1980; с 1–327.

- Федотова, Л.А. Особенности Отличия Редкометальных Гранитов Формации Рапакиви от Редкометальных Агпайтовых Гранитов Украинского Щита. Наукові праці Дон.НТУ 2001, 32, с 124–128.
- Фор, Г. Основы Изотопной Геологии; Мир: Москва, 1989; с 1–590.
- Циба, М.М; Санкіна, Г.А.; Думенко, В.Г.; Скобельська, А.К.; Мокієць, М.В. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-ХХ (Корсунь-Шевченківський); Державна служба геології та надр України, Державне підприємство «Українська геологічна компанія»: Київ, 2012; с 1–165.
- Швей, И.В. Основные Вопросы Геохимии Редкоземельных Элементов и Иттрия в Эндогенных Процесах; Геология Месторождений Редких Элементов; Госгеолтехиздат: Москва, 1962; 15; 1962 с 1–105.
- Шеремет, Е.М. Происхождение Гранитоидов Областей Тектоно-Магматической Активизации Запада Восточно-Европейской Платформы. Изв. АН СССР 1990, Сер. Геол., 5, с 22–34.
- Шеремет, Е.М. Докембрийские Редкометальные Граниты Украинского Щита в Сравнении с Редкометальными Гранитами Мира. Мінералогічний Журнал 2005, 27 (3), с 50–56.
- Шеремет, Е.М.; Есипчук, К. Е.; Федотова, Л. А. Петрогеохимическая Характеристика Редкометальных Гранитов Украинского Щита и Рудных гор (ФРГ). Геохимия 1994, 4, с 513–524.
- Шеремет, Е.М.; Кривдик, С.Г.; Седова, Е.В. Редкометальные Граниты Украинского Щита (Петрология, Геохимия, Геофизика и Рудоносность); Ноулидж: Донецк: Изд-во, 2014; с 1–250.
- Шеремет, Е.М.; Панов, Б. С. Редкометальные Лейкограниты Украинского Щита. Изв. АН СССР 1988, Сер. Геол., 3, с 32–40.

Шеремет, Е.М.; Панов, Б.С.; Коломиец, Г.Д. Редкометальные Лейкограниты в Районе Корсунь-Новомиргородского Массива Гранитов Рапакиви. Докл. АН УССР 1989, сер. Б, (3) с 32–34.

Шеремет, Е.М.; Панов, Б.С.; Морозова, Г.В.; Палас, М.; Адамус, Б. Сравнительная Петрогохимическая Характеристика Редкометальных Гранитов Украинского Щита и Рудных гор. Изв. вузов 1991, Сер. Геология и разведка, 3, с 66–78.

Шестопалова, Е.Е.; Степанюк, Л.М.; Довбуш, Т.И.; Котвицкая, И.Н. Уран-Свинцовий Возраст Циркона Гранитоидов Корсунь-Новомиргородского Плутона (Ингульский мегаблок УЩ). Мінералогічний Журнал 2014, 36 (4), с 95–106.

Щербак, Д.Н.; Свешников, К.І.; Шеремет, Е.М.; Корсунь-Новомиргородский Комплекс. Петрология, Геохимия и Рудоносность Интрузивных Гранитоидов Украинского Щита; Наукова Думка: Київ, 1990; с 164–174.

Щербак, Н.П.; Артеменко, Г.В.; Бартницкий, Е.Н.; и др. Геохронологическая Шкала Докембрия Украинского Щита; Наукова Думка: Київ, 1989; с 1–144.

Щербаков, И. Б.; Есипчук, К. Е.; Орса, В. И.; и др Гранитоидные Формации Украинского Щита; Наукова Думка: Київ, 1984; с 1–192.

Щербаков, И.Б. Петрология Украинского Щита; ЗУКЦ: Львов, 2005; с 1–366.

Яковлева, В. В. Основные Закономерности Развития и Металлогенеза Магматических Формаций Подвижных Поясов Свекофенид в Юго-Восточной Части Балтийского Щита. Региональное Петрографическое Совещание по Магматизму Балтийского Щита, Тезисы Докладов, Апатиты, Россия, Ленинград: Апатиты, 1968; с 69–78.

Abdel-Rahman, A.M. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas. Journal of Petrology 1994, 35 (2), pp 525–541.

Abdel-Rahman, A.M. Discussion on the Comment on Nature of Biotites in Alkaline, Caloalkaline and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology* 1996, 37 (5). pp 1031–1035.

Amelin, Yu.V.; Belyayev, A.; Larin, A.; Neymark, L.; Stepanov, K. Salmi Batholith and Pitkaranta Ore Field in Soviet Karelia. Geological Survey of Finland, University of Helsinki, July 29-31, 1991; Ilmari Haapala, o. Tapani Rämö, and Pekka T. Salonsaari, Eds.; Espoo, 1991; 33; pp 1–57.

Amelin, Yu.V.; Larin, A.M.; Tucker, R.D. Chronology of Multiphase Emplacement of the Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Complex, Baltic Shield: Implications for Magmatic Evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997, 127, pp 353–368.

Blevin, P.L. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Etallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-Rich Ore Systems. *Resource Geology* 2004, 54, pp 241–252.

Burnol, L. Géochimie du Béryllium et Types de Concentration Dans les Leucogranites du Massif Central Francais. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Mémoire du B.R.G.M. Rue de la Fédération. Paris–XV 1974, 85, pp 171.

Christiansen, E.H.; Bikun, J.V.; Sheridan, M.F.; Burt, D.M. Geochemical Evolution of Topaz Rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *American Mineralogist* 1984, 69, pp 223–236.

Christiansen, E.H.; Burt, D.M.; Sheridan, M.F.; Wilson, R.T. The Petrogenesis of Topaz Rhyolites from the Western United States. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1983, 83, pp 16–30.

Clemens, J.D.; Holloway, J.R.; White, A.J.R. Origin of an A-type Granite: Experimental Constraints. *American Mineralogist* 1986, 71, pp 317–324.

Collins, W.J.; Beams, S.D.; White, A.J.R.; Chappell, B.W. Nature and Origin of A-type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1982, 80, pp 189–200.

- Creaser, R.A.; Price, R.C.; Wormald, R.J. A-type Granites Revisited: Assessment of a Residual-Source Model. *Geology* 1991, 19, pp 163–166.
- Dingwell, D. B.; Scarfe, C. M.; Cronin, D. J. The Effect of Fluorine on Viscosities in the System Na₂O–Al₂O₃–SiO₂: Implications for Phlogopites, trachites and Rhyolites. *Amer. Mineral.* 1985, 70, pp 80–87.
- Dostal, J.; Chatterjee, A.K. Origin of Topaz-Bearing and Related Peraluminous Granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotia, Canada: Crystal Versus Fluid Fractionation. *Chemical Geology* 1995, 123, pp 67–88.
- Eby, G.N. Chemical Subdivision of the A-type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications // *Geology*. – 1992, 20, pp 641–644.
- Edgar, A.D. Barium- and Strontium-Enriched Apatites in Lamproites from West Kimberley, Western Australia. *Amer. Miner.* 1989, 74, pp 889–895.
- Esipchuk, K. Ye.; Sheremet, Ye. M.; Sveshnikov, K. I. Rare Metal Granites and Related Rocks of the Ukrainian Shield. IGCP Project 315 (Rapakivi Granites and Related Rocks) 1993, 24, pp 121–131.
- Frost, B.R.; Branes, C.C.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. A Geochemical Classification for Granite Rocks. *Journal of Petrology* 2001, 42, pp 2033–2048.
- Frost, C.D.; Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 2011, 52, pp 39–53.
- Hammarstrom, J.M.; Zen E. Aluminum in Hornblende: an Empirical Igneous Geobarometer. *American Mineralogist* 1986, 71, pp 1297–1313.
- Jacobson, R.R.E.; MacLeod, W.N.; Black, R. Ring-Complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. Memoir. Geological Society of London 1958, 1, pp 81–96.

- Jahns, R.H.; Burnham, C.W. Experimental Studies of Pegmatite Genesis: Melting and Crystallization of Granite and Pegmatite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, 69 (12), part 2, pp 1600–1629.
- London, D. Estimating Abundances of Volatile and Other Mobile Components in Evolved Silicic Melts Through Mineral-Melt Equilibria. *Journal of Petrology* 1997, 38 (12) pp 1691–1706.
- Maniar, P.D.; Piccoli, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 1989, 101, p 635–643.
- Meighan, I.G. The Acidic Igneous Rocks of the British Tertiary Province. *Great Britain Geological Survey Bull.*, 1979, 70, pp 10–22.
- Neymark, L. A.; Amelin, Yu. V.; Larin, A. M. Pb-Nd-Sr Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin of the 1.54—1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batholith (Karelia, Russia). *Mineral. Petrol.* 1994, 50, pp 173–193.
- Nockolds, S.P. The Relation Between Chemical Composition and Paragenesis in the Biotite Micas of Igneous Rocks. *Amer. J. Sci.* 1947, 245 (7), pp 401–420.
- Otten, M. T. The origin of Brown Hornblende in the Artfjallet Gabbro and Dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984, 86, pp 189–99.
- Pearce, J A. Sources and Setting of Granitic Rocks. *Episodes* 1996, 19 (4) pp 120–125.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 1984, 25, pp 956–983.
- Schmidt, M. W. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: an Experimental Calibration of the Al-in-Hornblende Barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992, 110, pp 304–310.

- Schmidt, M. W. Phase Relations and Compositions in Tonalite as a Function of Pressure: an Experimental Study at 650 °C. *Amer J Science* 1993, 293, pp 1011–1060.
- Shumlyanskyy, L.; Hawkesworth C.; Billström K.; Bogdanova S.; Mytrokhyn O.; Romer R.; Dhuime B.; Claesson S.; Ernst R.; Whitehouse M.; Bilan O. The Origin of the Palaeoproterozoic AMCG Complexes in the Ukrainian Shield: New U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircon. *Precambrian Research* 2017, 292, pp 216–239.
- Stewart, D.B. Petrogenesis and Mineral Assemblages of Lithium Rich Pegmatites. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers* 1964, 76, pp 76–87.
- Tauson, L.V. The Geochemical Types of Granitoids and Their Potential Ore Capacity. In *Metallization Associated with Acid Magmatism*; Praha, 1974, 1, pp 221–228.
- Taylor, R.P. Petrological and geochemical characteristics of the pleasant ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Canadian Mineralogist* 1992, 30, pp 895–921.
- Tuttle, O.F.; Bowen, N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *The Geological Society of America Memoir* 1958, 74, pp 153
- Van Alstine, R.E. Continental Rifts and Lineaments Associated with Major Fluorospar Districts. *Economic Geology* 1976, 71, pp 977–987.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappell, B.W. A-type Granites; Geochemical, Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1986, 95, pp 407–419.
- Wu, Ch.; Pan, Y.; Wang, K.; Zhang, J. A. Report on a Biotite-Calcic Hornblende Geothermometer. *Acta Geologica Sinica* 2002, 76, pp 126–131.

Додаток А

Хімічний склад гранітів свердловини № 8568, мас. %

№ з/п	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
Інтервал глибин, м	137,5– 138,7	144,0– 145,0	150,7– 151,9	154,0– 155,0	156,1– 158,0	158– 158,9	159,8– 161,0	161,0– 162,5	162,9– 163,9
Граніти	Дрібно-середньозернистий						Середньо-крупнозернисті та порфіроподібні		
SiO ₂	74,56	74,03	74,31	74,27	73,30	74,29	75,25	75,25	74,51
Al ₂ O ₃	12,85	13,07	13,09	12,66	12,17	12,58	12,28	11,75	13,06
Fe ₂ O ₃	1,06	1,61	0,97	1,00	1,27	1,48	0,68	0,88	1,43
FeO	0,68	0,47	0,57	0,95	1,14	0,86	1,23	1,23	0,47
TiO ₂	0,10	0,08	0,08	0,08	0,11	0,10	0,12	0,13	0,12
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	0,67	1,12	1,14	1,20	1,27	1,14	1,34	1,12	0,67
MgO	1,24	0,48	0,48	0,48	0,25	0,48	0,32	0,48	0,32
P ₂ O ₅	0,016	0,001	0,001	0,001	0,010	0,001	0,004	0,003	0,003
K ₂ O	5,50	5,06	4,94	4,81	5,57	4,84	4,96	4,71	4,86
Na ₂ O	0,27	3,36	3,66	3,54	3,37	3,24	3,06	3,12	3,54
H ₂ O ⁺	2,84	0,56	0,50	0,72	0,07	0,68	0,50	0,24	0,44
SO ₃	0,18	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
впп	2,47	0,79	0,72	0,84	1,13	0,87	0,33	0,89	0,73
Сума	99,60	99,90	99,99	99,86	99,74	99,89	99,59	99,60	99,73
Петрохімічні характеристики									
K ₂ O+Na ₂ O	5,77	8,42	8,60	8,35	8,94	8,08	8,02	7,83	8,40
K ₂ O/Na ₂ O	20,37	1,51	1,35	1,36	1,65	1,49	1,62	1,51	1,37
ASI**	1,69	1,00	0,97	0,96	0,88	1,00	0,96	0,96	1,06
Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)	4,31	5,11	6,48	5,21	4,58	4,46	5,51	4,54	5,88
FeOtот/(FeOtот+MgO)**	0,33	0,80	0,75	0,79	0,90	0,82	0,85	0,81	0,85
Fe ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃)	0,61	0,77	0,63	0,51	0,53	0,63	0,36	0,42	0,75

Продовження додатку А

№ з/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Інтервал глибин, м	170,5– 171,8	174,6– 176,5	176,5– 177,7	184,0– 185,3	188,9– 190,0	192,3– 193,4	194,0– 195,3	196,8– 197,9	204,7– 205,2
Граніти	Середньо-крупнозернисті та порфіроподібні								
SiO ₂	71,00	74,22	75,81	75,80	75,23	75,07	76,27	73,56	74,90
Al ₂ O ₃	13,80	11,18	11,76	11,75	11,99	12,29	11,99	13,23	12,57
Fe ₂ O ₃	1,20	0,40	0,70	1,04	1,05	1,30	1,02	1,04	1,31
FeO	0,95	2,72	1,23	1,05	1,05	0,95	0,76	0,95	0,66
TiO ₂	0,20	0,22	0,15	0,14	0,15	0,15	0,12	0,14	0,13
MnO	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	1,12	1,39	1,12	1,12	1,34	1,12	1,12	1,34	0,67
MgO	0,80	0,28	0,48	0,48	0,32	0,48	0,32	0,32	0,64
P ₂ O ₅	0,011	0,010	0,006	0,004	0,003	0,006	0,003	0,008	0,007
K ₂ O	6,22	5,55	4,98	4,89	4,89	5,01	4,76	5,11	5,01
Na ₂ O	3,30	2,40	2,77	2,72	2,77	2,71	2,89	3,01	2,98
H ₂ O ⁺	0,42	0,06	0,68	0,60	0,28	0,40	0,28	0,28	0,44
SO ₃	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
впп	0,98	1,16	0,60	0,57	0,69	0,78	0,52	0,82	0,67
Сума	99,60	99,68	99,62	99,60	99,50	99,90	99,70	99,54	99,56
Петрохімічні характеристики									
K ₂ O+Na ₂ O	9,52	7,95	7,75	7,61	7,66	7,72	7,65	8,12	7,99
K ₂ O/Na ₂ O	1,88	2,31	1,80	1,80	1,77	1,85	1,65	1,70	1,68
ASI**	0,97	0,90	0,98	1,00	0,98	1,03	1,00	1,02	1,09
Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)	4,68	3,29	4,88	4,57	4,95	4,50	5,71	5,73	4,82
FeOtот/(FeOtот+MgO)**	0,72	0,92	0,79	0,81	0,86	0,82	0,84	0,85	0,74
Fe ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃)	0,56	0,13	0,36	0,50	0,50	0,58	0,57	0,52	0,66

Продовження додатку А

№ з/п	19*	20	21	22	23	24	25	26	27
Інтервал глибин, м	205,2– 205,9	208,5– 210,0	217,0– 218,2	224,0– 225,0	225,0– 227,0	236,0– 237,0	239,6– 242,0	243,0– 244,5	250,3– 250,7
Граніти	Середньо-крупнозернисті та порфіроподібні								
SiO ₂	66,96	74,10	71,50	70,29	70,28	70,29	71,46	70,07	71,39
Al ₂ O ₃	18,83	12,48	13,01	13,49	13,14	12,96	12,70	13,23	12,97
Fe ₂ O ₃	0,56	1,00	1,92	1,65	0,65	1,35	0,33	1,28	0,79
FeO	0,19	1,23	1,33	1,83	3,00	2,17	3,00	2,00	1,87
TiO ₂	0,04	0,18	0,22	0,24	0,26	0,26	0,23	0,24	0,22
MnO	0,00	0,02	0,03	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,03
CaO	1,32	1,12	1,34	1,68	1,16	1,46	0,93	1,46	1,40
MgO	0,74	0,48	0,84	0,72	0,41	0,56	0,41	0,56	0,36
P ₂ O ₅	0,005	0,010	0,010	0,012	0,050	0,011	0,050	0,011	0,011
K ₂ O	1,49	5,01	5,30	5,09	6,69	6,70	6,76	6,70	6,63
Na ₂ O	8,20	2,95	3,06	3,24	2,87	3,21	2,87	3,21	2,91
H ₂ O ⁺	0,44	0,22	0,24	0,16	0,07	0,18	0,04	0,16	0,10
SO ₃	0,11	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
впп	1,06	0,93	1,02	1,00	1,17	1,04	0,94	1,02	1,05
Сума	99,50	99,51	99,54	99,84	99,84	100,08	99,79	99,85	99,65
Петрохімічні характеристики									
K ₂ O+Na ₂ O	9,69	7,96	8,36	8,33	9,56	9,91	9,63	9,91	9,54
K ₂ O/Na ₂ O	0,18	1,70	1,73	1,57	2,33	2,09	2,36	2,09	2,28
ASI**	1,08	1,01	0,99	0,97	0,94	0,85	0,93	0,87	0,89
Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)	12,64	4,61	3,18	3,21	3,24	3,18	3,40	3,45	4,29
FeOtот/(FeOtот+MgO)**	0,48	0,82	0,78	0,82	0,90	0,86	0,89	0,85	0,88
Fe ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃)	0,75	0,45	0,59	0,47	0,18	0,38	0,10	0,39	0,30

* № 1 - вивітрілий граніт, № 19 – «кварцовий сіеніт»

** Коефіцієнти подані у молярних частках

Додаток Б.1

Мікроелементний склад гранітів (свердловина №8568), ppm

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Інтервал глибин, м	143,5–145,0	150,7–151,9	158,0–158,9	162,9–163,9	188,9–190,0	196,3–196,8	210,0–211,7	214,4–214,8	225,0–227,0	231,2–233,0	250,3–250,7
Граніти	Дрібно-середньозернистий	Середньо-крупнозернисті та порфіроподібні									
K	41371	47725	44589	46909	47985	49876	46835	56088	58823	59142	57760
Rb	648	751	722	676	498	532	392	381	409	390	369
Sr	19	27	29	25	33	51	67	68	74	70	75
Ba	78	96	210	147	214	474	773	625	730	879	749
Ga	43	46	48	42	38	37	29	30	30	30	29
Zr	280	338	484	301	655	799	579	625	885	711	952
Nb	303	328	275	153	93	97	83	96	113	100	93
Y	326	366	372	290	255	261	133	210	259	217	255
Pb	92	124	109	84	71	74	70	64	71	65	57
Zn	102	148	174	90	133	161	157	212	171	152	153
Th	71	85	68	89	67	83	38	60	72	56	71
La	114	133	209	117	238	336	192	295	378	348	420
K/Rb	64	64	62	69	96	94	119	147	144	152	156
K/Ba	528	499	213	320	224	105	61	90	81	67	77
Rb/Sr	35	28	25	27	15	10	6	6	6	6	5
La/Nb	0,38	0,40	0,76	0,76	2,55	3,46	2,31	3,09	3,34	3,48	4,54

Додаток Б.2

Рідкісноелементний склад гранітів * (свердловина №8568), ppm

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	9	10	
Глибина, м	139,2 140,0	141,6 143,0	145,0 147,4	150,0 150,7	168,2 168,7	180,3 180,6	200,6 200,8	242,0 243,0	252,0 252,5	
Граніти	Дрібно-середньозернистий					Середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти				
Zr	405	294	351	309	550	531	216	449	455	
Hf	25	19	22	18	22	21	18	19	18	
Nb	214	188	196	158	51	46	78	42	50	
Ta	22	20	20	15	6	5	9	5	6	
Nb/Ta	10	9	10	10	8	9	9	8	9	
Zr/Hf	16	15	16	17	25	25	12	24	25	

*вимірювання мікроелементів виконано ICP MS

Додаток В.1

Мікроелементний склад гранітів й розрахунок оцінок середньозважених умістів (w_{c3}) (свердловина №8568), ppm

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Глибина, м	137,5– 138,7	139,2– 140,0	140,0– 141,6	141,6– 143,0	143,0– 143,5	143,5– 145,0	145,0– 147,4	147,4– 147,9	147,9– 150,0	150,0– 150,7	150,7– 151,9	151,9– 153,5
Li	100	120	120	100	150	100	100	100	120	80	80	150
Be	8	5	4	5	10	20	30	40	25	80	60	30
Sn	8	10	10	10	10	8	10	10	12	10	12	12
W	3	8	6	8	8	8	6	8	8	10	10	10
Mo	2	2,5	3	8	3	3	6	2	3	4	3	4
Cu	30	30	30	30	20	50	20	25	30	40	30	30
№ з/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Глибина, м	153,5– 155,6	155,6– 156,1	156,1– 158,0	158,0– 158,9	158,9– 159,0	159,0– 161,0	161,0– 162,5	162,5– 162,9	162,9– 163,9	163,9– 165,5	165,5– 168,2	168,2– 168,7
Li	100	120	100	120	150	100	100	100	80	120	100	120
Be	30	30	30	30	40	30	20	15	30	20	20	20
Sn	10	8	8	12	12	10	10	6	8	6	8	8
W	6	8	8	10	8	6	8	6	10	6	6	6
Mo	4	10	3	3	12	10	15	6	30	15	20	10
Cu	30	30	25	30	30	30	25	25	30	30	30	25
№ з/п	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Глибина, м	168,7– 171,8	171,8– 173,3	173,3– 174,6	174,6– 176,5	176,5– 178,7	178,7– 180,3	180,3– 180,6	180,6– 182,5	182,5– 184,0	184,0– 186,0	186,0– 188,9	188,9– 190,0
Li	80	80	80	100	100	120	80	60	100	80	50	50
Be	30	12	20	20	30	20	80	12	15	25	60	80
Sn	8	6	8	6	8	12	3	6	5	6	2,5	3
W	5	4	6	8	5	6	3	4	6	4	< 3	3
Mo	10	10	5	60	20	4	1,5	20	15	15	6	3
Cu	30	20	30	25	25	25	20	30	30	40	20	20

Продовження додатку В.1

№ з/п	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Глибина, м	190,0– 191,3	191,3– 193,4	193,4– 195,3	195,3– 196,3	196,3– 196,8	196,8– 197,9	197,9– 199,0	199,0– 200,4	200,4– 200,6	200,6– 200,8	200,8– 202,5	202,5– 203,2
Li	50	60	60	80	100	100	100	120	40	30	50	30
Be	80	60	80	20	30	30	30	30	20	25	30	30
Sn	3	4	4	6	10	10	8	10	5	6	2	2
W	1,5	3	3	5	4	4	3	4	3	6	3	3
Mo	4	20	30	3	2	6	12	12	2	2,5	1,5	1,5
Cu	20	25	30	30	25	25	30	30	40	30	15	20
№ з/п	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Глибина, м	203,2– 204,7	204,7– 205,2	205,2– 205,9	205,9– 206,1	206,1– 207,3	207,3– 208,5	208,5– 210,0	210,0– 211,7	211,7– 211,9	211,9– 213,5	213,5– 214,3	214,3– 214,4
Li	80	120	20	30	80	120	120	80	100	100	80	25
Be	25	80	15	30	20	20	30	20	30	15	15	5
Sn	6	12	12	8	5	10	12	10	10	8	8	8
W	5	5	6	10	4	5	4	5	5	4	3	3
Mo	3	4	3	4	4	10	10	6	4	10	10	5
Cu	25	25	25	20	25	20	40	25	30	25	25	40
№ з/п	61	62	63	64	67	68	69	70	71	72	73	74
Глибина, м	214,4– 214,8	214,8– 217,0	217,0– 218,6	218,6– 220,3	220,8– 221,2	221,2– 222,4	222,4– 223,0	223,0– 225,0	225,0– 227,0	227,0– 228,0	228,0– 230,3	230,3– 230,9
Li	50	30	50	80	60	100	50	100	100	120	100	120
Be	15	10	12	15	10	20	10	10	12	30	6	20
Sn	15	12	10	10	15	15	20	10	20	12	10	15
W	3	4	3	3	4	5	5	4	6	8	6	6
Mo	10	25	25	25	15	20	20	15	15	10	25	20
Cu	30	30	25	20	25	25	30	20	20	30	20	20

Продовження додатку В.1

№ з/п	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	W _{c3}	W _{c3}
Глибина, м	230,9– 231,2	231,2– 233,0	233,0– 234,4	234,4– 234,9	234,9– 236,0	236,0– 238,1	238,1– 238,8	238,8– 239,6	239,6– 242,0	242,0– 243,0	-	-
Li	100	100	100	100	100	80	100	60	80	60	-	-
Be	15	20	20	10	10	20	12	15	15	12		
Sn	12	20	15	15	12	15	15	12	10	10	-	-
W	5	5	6	6	5	4	5	3	4	4		
Mo	15	15	10	20	40	20	20	8	10	25	-	-
Cu	20	40	25	25	25	25	25	20	20	20		
№ з/п	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	-	-
Глибина, м	243,0– 244,5	244,5– 246	246,0– 247,0	247,0– 247,3	247,3– 248,5	248,5– 250,3	250,3– 250,7	250,7– 251,5	251,5– 252,0	252,0– 252,5	137,5– 159,0	159,0– 243,0
Li	80	80	80	80	60	80	80	80	60	60	109	85
Be	80	30	20	30	25	40	40	20	12	30	26	28
Sn	12	15	12	12	8	15	12	10	12	10	10	9
W	5	5	5	5	5	5	4	3	4	3	8	5
Mo	20	25	25	10	12	25	10	8	10	8	4	15
Cu	20	20	30	30	30	30	20	20	20	30	30	26

№№ 1–18 – дрібно-середньозернистий граніт, №№ 19–84 – середньо-крупнозернисті та порфіроподібні граніти

Додаток В.2

Уміст торію (w(Th)) і урану (w(U)) в русько-полянських гранітах свердловини № 8568 й розрахунок оцінок середньозважених умістів (w_{c3}), кларків концентрацій (K_K), торій-уранового відношення (Th/U)

№№ з/п	№ проби	M (м)	W(Th) (ppm)	W(U) (ppm)	Th/U	W(Th) · m, (м· ppm)	W(U) · m, (м· ppm)
Граніт сіро-рожевий дрібно-середньозернистий							
1	8	0,5	85	13	6,5	42,5	6,5
2	9	2,1	85	18	4,7	178,5	37,8
3	11	1,2	85	25	3,4	102,0	30,0
4	12	1,6	71	50	1,4	113,6	80,0
5	13	2,1	64	21	3,0	134,4	44,1
6	15	1,9	76	34	2,2	144,4	64,6
Σ	—	9,4	—	—	—	715,4	263,0
W_{c3}	—	—	—	—	2,7*	76,1	28,0
K_K	—	—	—	—	—	6,3	9,3
Граніт сіро-рожевий середньо-крупнозернистий з голубим кварцом							
1	34	2,0	66	17	3,9	132,0	34,0
2	35	2,9	70	18	4,0	203,0	52,2
3	36	1,1	67	10	6,7	73,7	11,0
4	37	1,3	80	16	5,2	104,0	20,8
5	38	2,1	69	13	5,3	144,9	27,3
6	39	1,9	67	19	3,5	127,3	36,1
7	40	1,0	65	6	10,2	65,0	6,0
8	41	0,5	83	11	7,3	41,5	5,5
9	42	1,1	63	6	10,0	69,3	6,6
10	43	1,1	60	13	4,6	66,0	14,3
11	44	1,4	68	9	7,3	95,2	12,6
12	46	0,2	63	3	18,7	12,6	0,6
13	47	1,7	92	13	7,3	156,4	22,1
14	49	1,5	62	9	7,2	93,0	13,5
15	53	1,2	70	5	12,9	84,0	6,0
Σ	—	21,0	—	—	—	1467,9	268,6
W_{c3}	—	—	—	—	5,5*	69,9	12,8
K_K	—	—	—	—	—	5,8	4,3

Продовження додатку В.2

№ з/п	№ проби	M (м)	W(Th) (ppm)	W(U) (ppm)	Th/U	W(Th) · m, (м · ppm)	W(U) · m, (м · ppm)
Граніт рожево-сірий середньо-крупнозернистий							
1	61	0,4	60	11	6	24,0	4,4
2	62	2,2	81	9	9	178,2	19,8
3	63	1,6	79	11	8	126,4	17,6
4	64	1,7	87	11	8	147,9	18,7
5	67	0,4	61	13	5	24,4	5,2
6	69	0,6	87	14	6	52,2	8,4
7	70	2,0	86	14	6	172,0	28,0
8	71	2,0	72	16	4	144,0	32,0
9	72	1,0	77	14	6	77,0	14,0
10	73	2,3	76	12	6	174,8	27,6
11	74	0,6	88	10	8	52,8	6,0
12	75	0,3	77	11	7	23,1	3,3
13	76	1,8	56	10	5	100,8	18,0
14	77	1,4	76	10	7	106,4	14,0
15	79	1,1	64	12	5	70,4	13,2
16	80	2,1	91	15	6	191,1	31,5
17	81	0,7	119	19	6	83,3	13,3
18	82	0,8	55	12	5	44,0	9,6
19	83	2,4	44	8	5	105,6	19,2
20	84	1,0	39	9	4	39,0	9,0
21	85	1,5	79	12	7	118,5	18,0
22	86	1,5	117	14	8	175,5	21,0
23	87	1,0	77	12	7	77,0	12,0
24	88	0,3	117	8	15	35,1	2,4
25	89	1,2	43	11	4	51,6	13,2
26	90	1,8	69	13	5	124,2	23,4
27	91	0,4	71	11	6	28,4	4,4
28	92	0,8	48	9	5	38,4	7,2
Σ	—	34,9	—	—	—	2586,1	414,4
W_{c3}	—	—	—	—	6,2*	74,1	11,9
K_K	—	—	—	—	—	6,2	4,0

* – оцінка торій-уранового відношення; — не визначалося

Рідкісноземельний склад дрібно-середньозернистих гранітів свердловини №8568, ppm

№ з/п	1	2	3	4	5	6
Глибина, м	139,2–140,0	141,6–143,0	145,0–147,4	147,9–150,0	150,0–150,7	153,5–155,6
La	31,76	30,71	55,29	86,81	53,45	60,25
Ce	83,45	80,43	124,30	172,50	108,72	131,32
Pr	11,86	10,34	15,51	23,36	13,12	18,03
Nd	51,19	42,54	62,83	88,49	49,79	68,84
Sm	17,64	13,47	17,15	25,00	12,06	20,15
Eu	0,53	0,38	0,29	0,44	0,30	0,38
Gd	23,84	18,25	20,33	26,17	13,71	20,65
Tb	5,54	3,88	4,25	4,91	3,06	4,13
Dy	40,69	28,82	30,34	31,98	22,68	28,45
Ho	8,60	5,80	6,25	6,94	4,85	6,40
Er	29,25	20,40	21,55	22,76	17,29	21,37
Tm	5,14	3,57	4,00	3,70	3,10	3,47
Yb	31,84	21,57	25,07	25,04	19,56	22,89
Lu	5,30	3,54	4,23	4,22	3,19	3,60
ΣREE	347	284	391	522	325	410
[La/Yb]N	0,69	0,99	1,53	2,40	1,89	1,82
[Gd/Yb]N	0,62	0,70	0,67	0,86	0,58	0,75
Eu/Eu*	0,08	0,07	0,05	0,05	0,07	0,06
[ΣREE]N**	2,37	1,94	2,67	3,57	2,22	2,80

** – нормовано на верхню континентальну кору

Рідкісноземельний склад середньо-крупнозернистих та порфіроподібних гранітів свердловини №8568, ppm

№ з/п	1	2	3	4	9***	5	6	7	8
Глибина, м	168,2–168,7	180,3–180,6	196,3–196,8	200,8–202,5	205,2–205,9	220,8–221,2	242,0–243,0	244,5–246,0	252,0–252,5
La	123,90	165,03	124,06	95,14	0,93	150,83	93,43	207,39	73,21
Ce	227,48	330,73	226,83	211,46	2,27	275,19	191,35	425,63	139,18
Pr	24,91	33,14	27,14	21,58	0,23	32,69	22,35	47,50	17,04
Nd	88,52	120,90	91,21	70,67	1,01	121,26	84,75	170,20	64,17
Sm	16,03	26,61	19,28	15,44	0,35	22,90	17,97	34,24	13,40
Eu	0,37	0,73	0,38	0,43	0,02	0,54	0,78	0,73	0,58
Gd	15,25	27,73	15,18	13,08	0,31	22,07	17,67	27,59	13,84
Tb	2,63	5,06	2,73	2,36	0,06	3,66	3,15	4,25	2,58
Dy	18,10	32,72	17,53	14,70	0,45	23,80	20,80	24,80	17,14
Ho	3,61	6,21	3,66	3,12	0,11	4,32	3,72	4,60	3,38
Er	12,20	19,12	11,61	9,59	0,30	12,92	11,62	12,83	10,84
Tm	2,06	3,02	1,82	1,45	0,05	2,02	1,82	1,79	1,76
Yb	12,24	17,03	11,36	9,29	0,36	11,05	10,37	9,94	10,27
Lu	2,09	2,74	1,74	1,48	0,06	1,80	1,69	1,43	1,70
ΣREE	549	791	555	470	7	685	481	973	369
[La/Yb]N	7,01	6,71	7,56	7,09	1,79	9,45	6,24	14,45	4,94
[Gd/Yb]N	1,03	1,35	1,10	1,16	0,71	1,65	1,41	2,30	1,11
Eu/Eu*	0,07	0,08	0,07	0,09	0,22	0,07	0,13	0,07	0,13
[ΣREE]N**	3,75	5,40	3,79	3,21	0,04	4,68	3,29	6,65	2,52

** – нормовано на верхню континентальну кору; 9*** – альбітит

Результати U-Pb датування цирконів гранітів (свердловина №8568. гл. 239,6–242,0 м)

Фракція мінералу	Уміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн років		
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	265,76	86,00	123,0	9,3200	1,8631	0,18581	2,7489	1099	1342	1754,0
2	437,91	138,13	609,6	9,3070	1,8631	0,25940	3,8430	1487	1602	1756,6
3	146,39	50,02	160,1	9,3100	1,8631	0,21704	3,2144	1266	1461	1756,0
4	159,37	64,27	162,9	9,3041	1,8631	0,25781	3,8206	1479	1597	1757,1

Хімічний склад біотитів дрібно-середньозернистих гранітів з інтервалу глибин 156,1–158,0 м свердловини № 8568, (мас.%)

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7*	8	9*	10*	11*	12
Точка	1	2	3	4	5	6	LG2 0	LG2 1	LG2 2	LG2 3	LG3 0	LG3 1
SiO ₂	35,17	37,69	38,03	38,06	38,51	37,77	35,13	35,95	34,28	35,16	37,90	37,40
TiO ₂	1,52	1,72	1,75	1,69	1,91	1,46	1,20	1,48	1,21	0,86	1,33	1,36
Al ₂ O ₃	19,68	20,42	20,72	21,17	21,10	20,98	21,67	21,80	22,13	23,44	22,62	21,52
FeO	35,54	29,81	29,49	29,02	29,27	29,65	34,87	31,04	36,11	34,86	32,83	30,06
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,33	0,01	0,22
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	0,27	0,16	0,02	0,46	0,58	1,05	1,87	1,35	0,43
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,10	<0,01	0,22	0,19	0,08	<0,01
Na ₂ O	0,20	0,35	0,27	0,12	0,09	0,43	0,10	<0,01	<0,01	0,46	0,13	0,27
K ₂ O	7,43	9,35	9,24	9,04	8,32	9,13	6,01	8,57	4,51	2,41	3,50	8,20
Cl	0,48	0,65	0,51	0,63	0,63	0,56	0,43	0,58	0,48	0,42	0,26	0,54

Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню

Si	5,45	5,71	5,72	5,71	5,75	5,70	5,36	5,46	5,22	5,25	5,57	5,62
Al iv	2,55	2,29	2,28	2,29	2,25	2,30	2,64	2,54	2,78	2,75	2,43	2,38
Al vi	1,04	1,35	1,40	1,45	1,47	1,42	1,25	1,36	1,20	1,37	1,49	1,44
Ti	0,18	0,20	0,20	0,19	0,21	0,17	0,14	0,17	0,14	0,10	0,15	0,15
Fe	4,60	3,77	3,71	3,64	3,66	3,74	4,45	3,94	4,60	4,35	4,03	3,78
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,10	0,13	0,24	0,42	0,30	0,10
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00
Na	0,06	0,10	0,08	0,03	0,03	0,13	0,03	0,00	0,00	0,13	0,04	0,08
K	1,47	1,81	1,77	1,73	1,58	1,76	1,17	1,66	0,88	0,46	0,66	1,57
Cl	0,13	0,17	0,13	0,16	0,16	0,14	0,11	0,15	0,12	0,11	0,06	0,14
Fe/Fe+Mg	1,00	1,00	1,00	0,98	0,99	1,00	0,98	0,97	0,95	0,91	0,93	0,98

Продовження додатку Е.1

№ з/п	13	14	15	16*	17*	18*	19*	20*	21*	22*	23*	24*
Точка	LG3_2	LG3_3	LG3_4	LG3_5	LG4_0	LG4_1	LG4_2	LG4_3	LG4_4	LG4_5	LG4_6	LG4_7
SiO ₂	37,05	36,76	36,31	34,35	30,93	30,05	31,05	31,63	34,18	30,76	37,01	41,68
TiO ₂	1,62	1,51	1,82	1,60	1,34	1,26	1,14	1,32	1,49	1,31	1,90	7,60
Al ₂ O ₃	21,25	21,53	21,51	22,21	23,73	23,34	24,27	24,50	23,97	23,48	21,66	26,54
FeO	30,55	31,21	31,51	35,14	40,75	41,63	39,23	37,38	35,24	41,56	30,83	18,60
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	0,07	0,38	0,51	0,50	0,31	<0,01	<0,01	0,09
MgO	0,27	0,39	0,17	1,25	1,62	1,51	1,55	1,88	1,62	1,38	0,93	1,86
CaO	<0,01	<0,01	0,09	0,23	0,27	0,27	0,17	0,13	0,13	0,24	<0,01	0,36
Na ₂ O	0,17	0,05	<0,01	<0,01	0,16	<0,01	<0,01	0,19	<0,01	0,11	0,11	0,20
K ₂ O	8,51	7,99	8,06	4,63	0,80	1,07	1,59	1,95	2,56	0,73	6,92	2,85
Cl	0,58	0,54	0,53	0,44	0,33	0,48	0,49	0,51	0,49	0,44	0,64	0,23

Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню

Si	5,60	5,55	5,50	5,21	4,75	4,67	4,76	4,81	5,12	4,74	5,54	5,64
Al iv	2,40	2,45	2,50	2,79	3,25	3,33	3,24	3,19	2,88	3,26	2,46	2,36
Al vi	1,38	1,38	1,34	1,19	1,04	0,94	1,15	1,20	1,35	1,01	1,37	1,88
Ti	0,18	0,17	0,21	0,18	0,15	0,15	0,13	0,15	0,17	0,15	0,21	0,77
Fe	3,86	3,94	3,99	4,46	5,23	5,41	5,03	4,76	4,41	5,36	3,86	2,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05	0,07	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01
Mg	0,06	0,09	0,04	0,28	0,37	0,35	0,35	0,43	0,36	0,32	0,21	0,38
Ca	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05
Na	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03	0,05
K	1,64	1,54	1,56	0,90	0,16	0,21	0,31	0,38	0,49	0,14	1,32	0,49
Cl	0,15	0,14	0,14	0,11	0,09	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,16	0,05
Fe/Fe+Mg	0,98	0,98	0,99	0,94	0,93	0,94	0,93	0,92	0,92	0,94	0,95	0,85

* хлоритизований біотит

Хімічний склад біотитів порфіроподібних гранітів з інтервалу глибин 174,6–176,5 м свердловини № 8568, (мас.%)

№ з/п	1	2*	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Точка	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	37,17	39,75	38,27	37,22	37,68	37,42	37,59	37,09	36,08	36,77	38,00	37,97	37,60	38,27	37,61	38,51
TiO ₂	2,67	2,14	2,90	2,86	3,04	3,23	3,03	2,88	2,67	2,75	2,73	2,70	2,83	2,81	2,99	2,87
Al ₂ O ₃	17,55	19,22	17,50	17,30	17,62	17,40	17,03	17,10	18,43	17,59	18,06	17,97	18,52	18,49	19,09	18,50
FeO	31,91	29,57	31,40	30,97	30,24	30,59	31,28	32,06	34,63	31,53	29,91	30,36	30,18	29,14	28,97	28,71
MnO	0,08	0,18	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
MgO	0,20	1,66	0,60	0,67	0,30	0,53	0,43	0,39	0,26	0,43	0,74	0,35	0,30	0,52	0,56	0,43
CaO	<0,01	0,16	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Na ₂ O	0,11	<0,01	0,09	0,14	0,16	<0,01	0,13	<0,01	0,07	0,26	<0,01	0,20	0,33	<0,01	0,28	0,18
K ₂ O	9,46	6,54	8,19	9,63	9,80	9,62	9,35	9,33	7,11	9,60	9,38	9,32	9,18	9,78	9,46	9,75
Cl	0,86	0,78	1,06	1,21	1,15	1,21	1,16	1,15	0,76	0,95	1,18	1,13	1,07	0,98	1,04	1,05
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню																
Si	5,74	5,89	5,83	5,75	5,79	5,76	5,79	5,74	5,56	5,69	5,80	5,81	5,74	5,81	5,71	5,84
Al iv	2,26	2,11	2,17	2,25	2,21	2,24	2,21	2,26	2,44	2,31	2,20	2,19	2,26	2,19	2,29	2,16
Al vi	0,93	1,25	0,98	0,89	0,98	0,91	0,89	0,86	0,91	0,89	1,05	1,05	1,08	1,12	1,13	1,15
Ti	0,31	0,24	0,33	0,33	0,35	0,37	0,35	0,34	0,31	0,32	0,31	0,31	0,33	0,32	0,34	0,33
Fe	4,12	3,67	4,00	4,00	3,88	3,94	4,03	4,15	4,46	4,08	3,82	3,88	3,85	3,70	3,68	3,64
Mn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,37	0,14	0,15	0,07	0,12	0,10	0,09	0,06	0,10	0,17	0,08	0,07	0,12	0,13	0,10
Ca	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,00	0,03	0,04	0,05	0,00	0,04	0,00	0,02	0,08	0,00	0,06	0,10	0,00	0,08	0,05
K	1,86	1,24	1,59	1,90	1,92	1,89	1,84	1,84	1,40	1,89	1,83	1,82	1,79	1,89	1,83	1,89
Cl	0,22	0,20	0,27	0,32	0,30	0,32	0,30	0,30	0,20	0,25	0,31	0,29	0,28	0,25	0,27	0,27
Fe/Fe+Mg	0,99	0,91	0,97	0,96	0,98	0,97	0,98	0,98	0,99	0,98	0,96	0,98	0,98	0,97	0,97	0,97

* хлоритизований біотит

Хімічний склад біотитів середньо-крупнозернистих гранітів з інтервалу глибин 225,0–227,0 м свердловини № 8568, (мас.%)

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Точка	24	25	26	27	28	29	30	31	32	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	37,31	37,09	36,75	38,26	37,63	36,77	36,72	36,79	36,80	37,89	37,61	38,27	37,83	36,48	38,03
TiO ₂	2,95	3,00	3,39	3,58	3,48	2,78	2,04	1,89	2,52	3,73	3,70	4,06	3,09	3,07	2,89
Al ₂ O ₃	14,86	14,70	15,08	18,62	18,32	19,35	16,25	16,96	17,07	18,36	18,05	17,82	15,47	17,35	16,22
FeO	34,23	34,82	34,06	28,65	29,89	30,30	33,77	33,96	32,73	29,60	30,31	29,78	33,22	33,40	32,76
MnO	0,36	0,21	0,16	<0,01	<0,01	<0,01	0,29	0,28	0,22	0,13	<0,01	<0,01	0,38	<0,01	0,10
MgO	0,46	0,33	0,39	0,22	0,07	0,20	0,41	0,17	0,42	0,40	0,11	0,03	0,11	0,35	0,05
CaO	<0,01	0,06	0,15	<0,01	<0,01	0,14	0,15	<0,01	<0,01	0,07	0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
Na ₂ O	<0,01	0,11	0,17	0,19	0,03	0,44	0,17	0,20	0,14	<0,01	0,07	<0,01	0,01	<0,01	0,28
K ₂ O	9,31	9,08	9,41	9,68	9,76	9,55	9,59	9,19	9,46	8,98	9,45	9,40	9,30	8,80	8,99
Cl	0,51	0,62	0,45	0,80	0,82	0,47	0,60	0,55	0,63	0,84	0,70	0,64	0,57	0,52	0,67
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню															
Si	5,83	5,81	5,74	5,79	5,74	5,61	5,74	5,73	5,70	5,74	5,73	5,80	5,87	5,64	5,87
Al iv	2,17	2,19	2,26	2,21	2,26	2,39	2,26	2,27	2,30	2,26	2,27	2,20	2,13	2,36	2,13
Al vi	0,56	0,52	0,52	1,11	1,03	1,09	0,73	0,84	0,82	1,03	0,98	0,99	0,69	0,80	0,81
Ti	0,35	0,35	0,40	0,41	0,40	0,32	0,24	0,22	0,29	0,43	0,42	0,46	0,36	0,36	0,34
Fe	4,47	4,56	4,45	3,62	3,81	3,87	4,41	4,42	4,24	3,75	3,86	3,78	4,31	4,32	4,23
Mn	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01
Mg	0,11	0,08	0,09	0,05	0,02	0,05	0,10	0,04	0,10	0,09	0,02	0,01	0,03	0,08	0,01
Ca	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,03	0,05	0,06	0,01	0,13	0,05	0,06	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08
K	1,85	1,81	1,88	1,87	1,90	1,86	1,91	1,82	1,87	1,74	1,84	1,82	1,84	1,73	1,77
Cl	0,13	0,16	0,12	0,21	0,21	0,12	0,16	0,15	0,17	0,22	0,18	0,16	0,15	0,14	0,18
Fe/Fe+Mg	0,98	0,98	0,98	0,99	1,00	0,99	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	1,00	0,99	0,98	1,00

Хімічний склад біотитів середньо-крунозернистих гранітів з інтервалу глибин 239,6–242,0 м свердловини № 8568, (мас.%)

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Точка	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
SiO ₂	37,86	38,86	37,77	37,68	37,91	37,63	38,06	39,81	38,17	37,93	37,81	38,19	38,11	39,14	38,95	38,16	38,75
TiO ₂	1,82	2,03	1,93	2,47	2,80	3,27	3,18	2,92	2,92	2,76	2,74	2,71	2,74	2,87	2,98	3,09	2,88
Al ₂ O ₃	17,34	16,94	17,57	17,15	16,89	16,96	17,39	17,96	17,73	18,51	18,00	19,95	19,81	19,97	18,27	18,56	18,12
FeO	31,54	31,06	31,77	31,86	30,81	31,29	30,30	28,64	30,23	30,13	30,44	28,53	29,06	27,59	28,94	29,80	29,49
MnO	<0,01	0,15	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,15	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,32	0,05	<0,01	<0,01
MgO	0,69	0,56	0,61	0,53	0,70	0,66	0,36	0,68	0,43	0,41	0,59	0,34	0,16	0,17	0,53	0,46	0,48
CaO	0,02	<0,01	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,08
Na ₂ O	0,38	0,28	0,06	0,08	0,02	0,17	0,35	0,13	0,12	0,26	0,33	0,21	0,32	<0,01	0,14	0,09	0,06
K ₂ O	9,51	9,28	9,44	9,06	9,55	9,21	9,38	8,91	9,64	9,29	9,34	9,79	9,54	9,59	9,48	9,24	9,54
Cl	0,84	0,83	0,76	1,18	1,31	0,81	0,82	0,89	0,76	0,70	0,74	0,24	0,27	0,29	0,66	0,59	0,59
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню																	
Si	5,83	5,94	5,80	5,81	5,84	5,77	5,82	5,97	5,82	5,77	5,77	5,73	5,73	5,83	5,87	5,78	5,86
Al iv	2,17	2,06	2,20	2,19	2,16	2,23	2,18	2,03	2,18	2,23	2,23	2,27	2,27	2,17	2,13	2,22	2,14
Al vi	0,97	1,00	0,99	0,93	0,91	0,84	0,95	1,15	1,01	1,08	1,01	1,26	1,24	1,34	1,12	1,09	1,09
Ti	0,21	0,23	0,22	0,29	0,32	0,38	0,37	0,33	0,33	0,32	0,31	0,31	0,31	0,32	0,34	0,35	0,33
Fe	4,06	3,97	4,08	4,11	3,97	4,02	3,87	3,59	3,86	3,83	3,88	3,58	3,65	3,44	3,65	3,77	3,73
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Mg	0,16	0,13	0,14	0,12	0,16	0,15	0,08	0,15	0,10	0,09	0,13	0,08	0,04	0,04	0,12	0,10	0,11
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,11	0,08	0,02	0,02	0,01	0,05	0,10	0,04	0,04	0,08	0,10	0,06	0,09	0,00	0,04	0,03	0,02
K	1,87	1,81	1,85	1,78	1,88	1,80	1,83	1,71	1,88	1,80	1,82	1,87	1,83	1,82	1,82	1,78	1,84
Cl	0,22	0,22	0,20	0,31	0,34	0,21	0,21	0,23	0,20	0,18	0,19	0,06	0,07	0,07	0,17	0,15	0,15
Fe/Fe+Mg	0,96	0,97	0,97	0,97	0,96	0,96	0,98	0,96	0,98	0,98	0,97	0,98	0,99	0,99	0,97	0,97	0,97

Уміст елементів-домішок у біотитах із гранітів свердловини № 8568 (гл. 239,6–242,0 м), мас. %

№ зразка	6	8	9	10	11	12	13	24	25	26	30	31	32
Zn	0,23	0,27	0,22	0,26	0,17	0,17	0,21	0,23	0,22	0,16	0,17	0,19	0,27
Sr	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01
Ba	0,07	0,02	0,03	0,08	<0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,06
Zr	0,06	0,03	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Nb	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	<0,01	<0,01
Ta	<0,01	0,06	0,13	0,07	0,07	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,02	0,04	<0,01
F	<0,01	0,01	0,14	0,11	0,03	0,10	0,06	0,15	0,23	0,11	0,03	<0,01	<0,01
Cl	0,30	0,24	0,60	0,60	0,46	0,45	0,45	1,05	1,02	0,84	0,15	0,59	0,28

Середній хімічний склад та формульні коефіцієнти біотитів із граносіенітів свердловини №1

№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Кількість аналізів, п	16	5	4	15	11	6	10	9	8	10	2	5	5	4	4
Глибина, м	196,3–199,5			199,5–203,5						203,5–206,8					
SiO ₂	33,27	33,39	33,16	33,54	34,42	35,43	34,83	33,28	33,34	33,28	34,00	33,53	33,43	32,58	33,70
TiO ₂	2,92	3,10	3,31	3,30	3,77	3,22	3,50	3,69	3,99	3,40	3,94	2,98	2,71	2,76	2,78
Al ₂ O ₃	12,97	13,99	13,23	12,26	13,19	13,27	13,89	12,53	12,72	12,98	13,14	12,84	12,42	12,93	12,97
FeO	38,38	37,09	38,42	39,15	36,63	36,32	35,90	39,46	39,14	38,70	37,07	38,70	39,72	37,80	38,85
MnO	0,41	0,36	0,33	0,28	0,27	0,17	0,26	0,37	0,18	0,37	0,45	0,35	0,42	0,42	0,39
MgO	1,28	0,69	0,62	1,00	0,80	1,26	1,13	0,38	0,62	0,68	0,85	0,87	0,67	0,75	0,73
CaO	0,11	0,25	0,22	0,06	0,13	0,24	0,07	<0,01	0,01	0,09	0,06	0,19	0,03	2,32	0,09
Na ₂ O	0,16	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,19	0,05	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,06	0,08	0,04
K ₂ O	10,10	10,55	10,02	9,89	10,17	9,28	9,80	9,70	9,48	9,94	9,90	9,93	9,92	9,73	9,83
Cl	0,40	0,59	0,69	0,53	0,61	0,64	0,59	0,60	0,52	0,52	0,60	0,60	0,61	0,64	0,63
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню															
Si	5,42	5,42	5,42	5,48	5,55	5,65	5,56	5,45	5,43	5,43	5,49	5,47	5,49	5,35	5,50
Al iv	2,49	2,58	2,54	2,36	2,45	2,35	2,42	2,42	2,44	2,49	2,49	2,47	2,41	2,49	2,48
Al vi	0,00	0,10	0,01	0,00	0,05	0,15	0,20	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ti	0,36	0,38	0,41	0,41	0,46	0,39	0,42	0,45	0,49	0,42	0,48	0,37	0,34	0,34	0,34
Fe	5,23	5,04	5,25	5,35	4,94	4,85	4,80	5,41	5,33	5,28	5,01	5,28	5,46	5,19	5,30
Mn	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,05	0,02	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05
Mg	0,31	0,17	0,15	0,24	0,19	0,30	0,27	0,09	0,15	0,17	0,20	0,21	0,16	0,18	0,18
Ca	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,41	0,02
Na	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
K	2,10	2,18	2,09	2,06	2,09	1,89	2,00	2,03	1,97	2,07	2,04	2,07	2,08	2,04	2,05
Cl	0,11	0,16	0,19	0,15	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14	0,15	0,16	0,17	0,17	0,18	0,17
Fe/Fe+Mg	0,94	0,97	0,97	0,96	0,96	0,94	0,95	0,98	0,97	0,97	0,96	0,96	0,97	0,97	0,97

Продовження додатку Є

№ зерна	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Кількість аналізів, п	2	10	4	4	11	5	5	5	4	3	3	5	4	12	8
Глибина, м	203,5–206,8				206,8–210,0										210,0–213,4
SiO ₂	33,40	33,72	34,24	33,54	35,07	35,29	35,06	36,00	36,77	34,59	34,00	33,09	33,80	33,99	34,82
TiO ₂	2,64	3,45	0,38	2,77	1,95	1,14	1,40	1,09	0,76	0,09	1,57	0,22	0,28	0,34	1,31
Al ₂ O ₃	12,78	12,21	13,60	13,02	13,72	14,51	14,47	14,23	14,34	15,50	13,12	13,87	14,26	15,06	15,22
FeO	39,58	38,44	39,86	38,61	37,42	36,98	36,92	36,44	36,07	37,72	39,65	40,67	39,98	38,13	35,85
MnO	0,51	0,72	0,52	0,32	0,45	0,56	0,56	0,67	0,65	0,52	0,67	0,70	0,56	0,38	0,31
MgO	0,64	0,79	0,94	1,25	0,90	0,76	1,08	0,89	0,90	1,00	0,57	0,85	1,07	1,19	1,35
CaO	0,09	0,21	0,25	0,09	0,03	0,06	<0,01	0,05	0,12	0,11	<0,01	0,29	0,07	0,03	0,27
Na ₂ O	0,05	0,01	0,11	0,24	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	0,23	0,27
K ₂ O	9,70	9,90	9,43	9,54	9,81	10,12	9,90	10,01	9,54	9,73	9,68	9,59	9,30	9,82	9,80
Cl	0,63	0,54	0,67	0,63	0,65	0,59	0,62	0,62	0,79	0,68	0,75	0,71	0,69	0,82	0,80
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню															
Si	5,48	5,51	5,59	5,46	5,65	5,67	5,63	5,76	5,84	5,57	5,57	5,46	5,52	5,51	5,57
Al iv	2,47	2,35	2,41	2,50	2,35	2,33	2,37	2,24	2,16	2,43	2,43	2,54	2,48	2,49	2,43
Al vi	0,00	0,00	0,21	0,00	0,25	0,41	0,36	0,44	0,53	0,51	0,10	0,16	0,26	0,39	0,44
Ti	0,32	0,42	0,05	0,34	0,24	0,14	0,17	0,13	0,09	0,01	0,19	0,03	0,03	0,04	0,16
Fe	5,43	5,25	5,45	5,26	5,04	4,97	4,96	4,87	4,80	5,08	5,43	5,61	5,46	5,17	4,79
Mn	0,07	0,10	0,07	0,04	0,06	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09	0,10	0,08	0,05	0,04
Mg	0,16	0,19	0,23	0,30	0,21	0,18	0,26	0,21	0,21	0,24	0,14	0,21	0,26	0,29	0,32
Ca	0,01	0,04	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,05
Na	0,01	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08
K	2,03	2,06	1,97	1,98	2,01	2,07	2,03	2,04	1,94	2,00	2,02	2,02	1,94	2,03	2,00
Cl	0,18	0,15	0,19	0,17	0,18	0,16	0,17	0,17	0,21	0,18	0,21	0,20	0,19	0,22	0,22
Fe/Fe+Mg	0,97	0,96	0,96	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96	0,96	0,95	0,97	0,96	0,95	0,95	0,94

Продовження додатку Є

№ зерна	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Кількість аналізів, п	5	14	7	4	5	7	6	6	4	6	9	5	5	5	5
Глибина, м	210,0–213,4 м										213,4–217,3 м				
SiO ₂	34,55	34,27	34,16	33,49	34,14	33,98	34,14	34,23	34,76	34,17	34,07	34,33	34,53	34,06	34,02
TiO ₂	0,42	2,65	1,54	2,63	3,00	2,54	2,35	2,30	3,42	3,48	3,81	3,86	3,46	1,46	2,81
Al ₂ O ₃	15,77	14,50	14,95	14,08	13,91	14,28	14,22	14,15	14,07	13,95	14,36	14,21	14,08	14,80	13,51
FeO	36,41	36,01	36,72	37,14	36,50	37,13	37,02	37,14	35,26	35,94	35,68	35,74	35,99	37,63	38,03
MnO	0,33	0,29	0,34	0,39	0,32	0,36	0,35	0,36	0,36	0,40	0,42	0,40	0,36	0,43	0,30
MgO	1,40	1,27	1,31	1,35	1,48	1,23	1,55	1,18	1,50	1,68	0,76	0,77	0,70	0,65	0,92
CaO	0,21	0,29	0,22	0,70	0,12	0,11	0,12	0,13	0,25	0,24	0,10	0,12	0,11	0,14	0,14
Na ₂ O	0,18	0,22	0,23	0,05	0,18	0,15	0,09	0,05	0,20	0,25	0,01	0,05	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	9,88	9,82	9,76	9,53	9,74	9,64	9,55	9,80	9,60	9,46	10,20	9,98	10,14	10,23	9,57
Cl	0,84	0,69	0,75	0,67	0,61	0,58	0,61	0,66	0,57	0,44	0,60	0,54	0,63	0,61	0,71
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню															
Si	5,54	5,49	5,50	5,41	5,49	5,47	5,49	5,52	5,53	5,46	5,46	5,49	5,54	5,51	5,51
Al iv	2,46	2,51	2,50	2,59	2,51	2,53	2,51	2,48	2,47	2,54	2,54	2,51	2,46	2,49	2,49
Al vi	0,53	0,23	0,33	0,10	0,12	0,18	0,18	0,21	0,18	0,09	0,18	0,17	0,20	0,33	0,09
Ti	0,05	0,32	0,19	0,32	0,36	0,31	0,28	0,28	0,41	0,42	0,46	0,46	0,42	0,18	0,34
Fe	4,88	4,83	4,94	5,02	4,91	5,00	4,98	5,01	4,70	4,80	4,78	4,78	4,83	5,09	5,15
Mn	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04
Mg	0,33	0,30	0,31	0,33	0,35	0,30	0,37	0,28	0,36	0,40	0,18	0,18	0,17	0,16	0,22
Ca	0,04	0,05	0,04	0,12	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,05	0,07	0,07	0,01	0,06	0,05	0,03	0,02	0,06	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	2,02	2,01	2,00	1,96	2,00	1,98	1,96	2,02	1,95	1,93	2,09	2,04	2,07	2,11	1,98
Cl	0,23	0,19	0,21	0,18	0,17	0,16	0,17	0,18	0,15	0,12	0,16	0,15	0,17	0,17	0,20
Fe/Fe+Mg	0,94	0,94	0,94	0,94	0,93	0,94	0,93	0,95	0,93	0,92	0,96	0,96	0,97	0,97	0,96

Продовження додатку Є

№ зерна	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	
Кількість аналізів, п	5	8	3	2	4	5	4	7	10	8	10	12	3	3	7	7	
Глибина, м	213,4–217,3 м							217,3–221,0 м									
SiO ₂	33,97	34,38	34,09	34,09	35,11	34,22	33,52	31,85	32,37	32,55	32,04	34,99	35,91	36,19	35,48	35,17	
TiO ₂	2,48	0,72	2,69	2,55	2,58	2,95	2,63	3,26	3,19	3,51	3,55	3,77	0,13	0,18	3,15	2,98	
Al ₂ O ₃	13,25	14,56	13,36	13,86	14,11	13,89	13,97	11,74	11,71	11,87	12,24	12,79	14,10	13,74	13,26	13,21	
FeO	38,32	38,33	37,59	37,44	36,32	37,08	37,51	41,63	41,02	39,87	39,71	36,64	38,02	38,08	35,68	36,64	
MnO	0,26	0,38	0,70	0,67	0,40	0,35	0,39	0,37	0,36	0,35	0,37	0,22	0,71	0,57	0,37	0,29	
MgO	0,91	0,93	0,68	0,71	0,84	0,84	1,16	0,65	0,68	1,10	1,19	0,98	0,50	0,64	1,33	1,30	
CaO	0,06	0,30	0,13	0,05	0,69	0,32	0,39	0,05	0,05	0,10	0,28	0,06	<0,01	0,03	0,23	0,03	
Na ₂ O	0,02	0,05	0,09	0,07	0,05	0,04	0,19	<0,01	0,01	0,07	0,04	0,08	<0,01	<0,01	0,11	0,01	
K ₂ O	9,96	9,58	10,07	9,98	9,24	9,77	9,76	9,86	9,89	9,73	9,66	9,94	9,62	9,56	9,86	9,84	
Cl	0,75	0,77	0,61	0,60	0,67	0,55	0,49	0,52	0,61	0,68	0,61	0,53	1,01	1,02	0,54	0,53	
Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню																	
Si	5,53	5,57	5,53	5,52	5,61	5,51	5,42	5,32	5,39	5,38	5,31	5,62	5,80	5,84	5,66	5,63	
Al iv	2,47	2,43	2,46	2,48	2,39	2,49	2,58	2,31	2,30	2,31	2,39	2,38	2,20	2,16	2,34	2,37	
Al vi	0,07	0,35	0,10	0,16	0,27	0,15	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,48	0,45	0,15	0,13	
Ti	0,30	0,09	0,33	0,31	0,31	0,36	0,32	0,41	0,40	0,44	0,44	0,46	0,02	0,02	0,38	0,36	
Fe	5,22	5,19	5,10	5,07	4,86	4,99	5,08	5,81	5,71	5,52	5,50	4,92	5,14	5,14	4,76	4,91	
Mn	0,04	0,05	0,10	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,10	0,08	0,05	0,04	
Mg	0,22	0,22	0,16	0,17	0,20	0,20	0,28	0,16	0,17	0,27	0,29	0,23	0,12	0,15	0,32	0,31	
Ca	0,01	0,05	0,02	0,01	0,12	0,05	0,07	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	
Na	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	
K	2,07	1,98	2,08	2,06	1,88	2,01	2,01	2,10	2,10	2,05	2,04	2,04	1,98	1,97	2,01	2,01	
Cl	0,21	0,21	0,17	0,16	0,18	0,15	0,13	0,15	0,17	0,19	0,17	0,15	0,28	0,28	0,15	0,14	
Fe/Fe+Mg	0,96	0,96	0,97	0,97	0,96	0,96	0,95	0,97	0,97	0,95	0,95	0,95	0,98	0,97	0,94	0,94	

Середній хімічний склад та формульні коефіцієнти амфіболів з граносіенітів свердловини №1

№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Кількість аналізів, n	6	8	11	11	2	4	5	6	9	3	4	4	4	5	6
Глибина, м	196,3–199,5	199,5–203,5												203,5–206,8	206,8–210,0
SiO ₂	37,60	37,11	36,89	35,85	38,24	37,84	38,40	37,66	36,95	38,13	36,41	36,27	36,27	38,82	38,49
TiO ₂	0,89	0,88	1,68	1,77	1,59	1,33	1,68	1,37	2,26	1,43	1,85	1,82	1,57	0,27	0,17
Al ₂ O ₃	10,10	9,90	10,04	9,77	10,34	10,46	10,23	10,15	9,80	10,73	10,01	9,60	9,69	10,42	10,10
FeO	34,40	35,18	34,20	34,94	32,31	32,94	32,82	33,60	33,48	32,79	34,81	35,12	34,74	32,50	32,95
MnO	0,54	0,69	0,19	0,18	0,54	0,33	0,57	0,34	0,95	0,32	0,04	0,59	0,64	0,39	0,27
MgO	0,35	0,30	0,43	0,43	0,48	0,71	0,38	0,46	0,32	0,57	0,43	0,13	0,35	1,29	1,03
CaO	11,59	11,39	11,24	11,32	11,06	11,15	11,10	11,29	11,54	11,13	11,40	11,29	11,43	11,60	11,71
Na ₂ O	0,38	0,51	0,50	0,43	0,83	0,53	0,66	0,49	0,73	0,45	0,08	0,40	0,55	0,28	0,34
K ₂ O	1,70	1,74	1,83	2,04	1,75	1,75	1,74	1,76	1,88	1,75	1,94	1,79	1,78	1,76	1,82
Cl	2,45	2,31	3,00	3,28	2,89	2,98	2,43	2,89	2,09	2,70	3,03	3,01	2,99	2,67	3,15
Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню															
Si	6,12	6,04	6,05	5,93	6,23	6,16	6,21	6,15	6,01	6,18	5,98	5,97	5,97	6,30	6,31
Al iv	1,82	1,90	1,93	1,90	1,77	1,84	1,79	1,85	1,77	1,82	1,94	1,86	1,88	1,70	1,69
Al vi	0,12	0,00	0,01	0,01	0,21	0,17	0,17	0,10	0,10	0,23	0,00	0,00	0,00	0,29	0,26
Ti	0,11	0,11	0,21	0,22	0,19	0,16	0,20	0,17	0,28	0,17	0,23	0,22	0,19	0,03	0,02
Fe ³⁺	1,10	1,31	1,04	1,21	0,69	0,92	0,79	0,95	0,91	0,88	1,19	1,27	1,21	0,86	0,80
Fe ²⁺	3,58	3,47	3,65	3,63	3,71	3,57	3,65	3,64	3,66	3,56	3,59	3,56	3,57	3,54	3,72
Mn	0,07	0,09	0,06	0,06	0,07	0,10	0,05	0,06	0,04	0,08	0,06	0,08	0,09	0,18	0,14
Mg	0,08	0,07	0,05	0,04	0,13	0,08	0,14	0,08	0,23	0,08	0,01	0,03	0,08	0,09	0,06
Ca	2,02	1,99	1,98	2,01	1,93	1,95	1,93	1,97	2,01	1,93	2,01	1,99	2,02	2,02	2,05
Na	0,12	0,16	0,16	0,14	0,26	0,17	0,21	0,16	0,23	0,14	0,03	0,13	0,17	0,09	0,11
K	0,35	0,36	0,38	0,43	0,36	0,36	0,36	0,37	0,39	0,36	0,41	0,37	0,37	0,37	0,38
Cl	0,68	0,64	0,83	0,92	0,80	0,82	0,67	0,80	0,58	0,74	0,84	0,84	0,83	0,74	0,88
Fe/(Fe+Mg)	0,98	0,99	0,99	0,99	0,97	0,98	0,97	0,98	0,95	0,98	1,00	0,99	0,98	0,98	0,99

Продовження додатку Ж

№ зерна	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Кількість аналізів, п	5	4	3	10	8	4	5	4	7	5	7	10	7	4	3
Глибина, м	206,8–210,0								210,0–213,4						
SiO ₂	38,26	38,86	37,60	36,74	36,37	36,69	36,06	35,45	36,92	34,52	36,48	37,05	36,54	36,72	37,25
TiO ₂	0,21	0,17	0,11	0,03	0,01	0,04	0,13	0,10	1,54	0,06	0,07	1,93	1,78	1,27	1,32
Al ₂ O ₃	10,71	10,50	10,11	10,31	9,56	10,01	10,08	10,37	10,81	10,92	10,10	10,12	10,48	10,50	10,63
FeO	32,66	32,78	33,11	33,59	34,70	33,54	34,95	35,49	32,79	33,98	34,75	33,26	33,17	33,93	33,00
MnO	0,68	0,24	0,44	0,83	0,28	0,37	0,06	0,10	0,86	0,50	0,70	0,88	1,01	0,88	0,98
MgO	1,05	1,16	1,08	0,70	1,06	1,15	0,69	0,63	0,61	0,88	0,64	0,64	0,61	0,68	0,70
CaO	11,35	11,74	11,38	11,07	11,29	11,40	11,51	11,19	10,85	10,88	11,13	11,21	11,14	10,84	11,04
Na ₂ O	0,29	0,36	0,25	0,78	0,34	0,45	0,45	0,41	1,03	0,64	0,75	0,80	0,71	0,87	0,93
K ₂ O	1,86	1,66	2,04	1,75	1,95	1,97	1,76	1,98	1,77	2,52	1,82	1,81	2,27	1,74	1,87
Cl	2,92	2,54	3,88	4,20	4,43	4,39	4,31	4,29	2,81	5,09	3,58	2,30	2,30	2,58	2,28
Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню															
Si	6,20	6,31	6,20	6,06	6,06	6,11	6,02	5,90	5,99	5,78	6,00	6,01	5,94	5,94	6,02
Al iv	1,80	1,69	1,80	1,94	1,88	1,89	1,95	2,01	1,97	2,16	1,96	1,92	2,00	2,00	1,97
Al vi	0,24	0,31	0,16	0,06	0,00	0,07	0,03	0,02	0,10	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05
Ti	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,19	0,01	0,01	0,24	0,22	0,15	0,16
Fe ³⁺	1,09	0,80	1,08	1,34	1,43	1,18	1,32	1,60	1,10	1,61	1,49	1,04	1,10	1,41	1,11
Fe ²⁺	3,33	3,65	3,48	3,29	3,40	3,49	3,55	3,34	3,36	3,15	3,28	3,47	3,40	3,18	3,35
Mn	0,14	0,16	0,15	0,10	0,15	0,16	0,10	0,09	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,09	0,10
Mg	0,16	0,06	0,11	0,20	0,07	0,09	0,01	0,03	0,21	0,22	0,17	0,21	0,24	0,21	0,24
Ca	1,97	2,04	2,01	1,96	2,02	2,03	2,06	2,00	1,89	1,95	1,96	1,95	1,94	1,88	1,91
Na	0,09	0,11	0,08	0,25	0,11	0,15	0,15	0,13	0,32	0,21	0,24	0,25	0,22	0,27	0,29
K	0,39	0,34	0,43	0,37	0,41	0,42	0,37	0,42	0,37	0,54	0,38	0,37	0,47	0,36	0,39
Cl	0,80	0,70	1,08	1,17	1,25	1,24	1,22	1,21	0,77	1,45	1,00	0,63	0,63	0,71	0,62
Fe/(Fe+Mg)	0,96	0,99	0,98	0,96	0,99	0,98	1,00	0,99	0,96	0,96	0,97	0,95	0,95	0,96	0,95

Продовження додатку Ж

№ зерна	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Кількість аналізів, n	4	5	4	5	3	2	2	3	8	7	6	8	6	10	10
Глибина, м	210,0–213,4				213,4–217,3						217,3–221,0				
SiO ₂	36,93	36,98	36,79	37,55	37,13	36,98	36,85	37,18	37,36	37,31	35,56	35,68	35,08	35,63	34,15
TiO ₂	0,91	2,22	0,96	1,57	2,43	2,43	1,95	2,45	0,84	0,84	1,22	2,24	1,92	1,37	1,50
Al ₂ O ₃	10,88	9,97	10,57	11,04	9,51	9,26	9,78	9,25	10,08	10,53	9,51	9,00	9,66	9,50	9,46
FeO	34,24	33,10	33,71	32,23	33,68	34,61	34,32	34,35	33,86	33,07	36,55	35,72	35,84	36,40	36,69
MnO	0,91	0,93	1,01	0,88	0,66	0,71	0,82	0,83	0,66	0,63	0,25	0,40	0,27	0,32	0,69
MgO	0,69	0,64	0,58	0,61	0,38	0,20	0,23	0,16	0,32	0,51	0,68	0,43	0,36	0,49	0,64
CaO	10,59	11,32	11,06	10,63	11,80	11,81	11,70	11,63	11,51	11,45	11,42	11,83	11,61	11,67	11,53
Na ₂ O	0,90	0,86	0,87	1,13	0,55	0,23	0,14	0,23	0,39	0,45	0,34	0,34	0,47	0,38	0,64
K ₂ O	1,75	1,85	1,70	1,74	1,93	1,91	1,79	1,89	1,91	1,99	1,75	1,84	1,89	1,76	1,91
Cl	2,23	2,13	2,77	2,62	1,93	1,88	2,45	2,02	3,07	3,22	2,36	2,36	2,68	2,24	2,17

Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню

Si	5,93	6,01	5,97	6,06	6,07	6,04	6,02	6,07	6,12	6,12	5,84	5,89	5,80	5,85	5,64
Al iv	2,05	1,91	2,02	1,92	1,83	1,78	1,88	1,78	1,86	1,87	1,84	1,75	1,88	1,84	1,84
Al vi	0,01	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,11	0,27	0,12	0,19	0,30	0,30	0,24	0,30	0,10	0,10	0,15	0,28	0,24	0,17	0,19
Fe ³⁺	1,59	0,94	1,34	1,03	0,71	0,93	1,08	0,93	1,09	0,94	1,69	1,25	1,37	1,53	1,81
Fe ²⁺	3,00	3,56	3,23	3,32	3,90	3,80	3,61	3,76	3,56	3,59	3,32	3,68	3,59	3,47	3,26
Mn	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,11	0,11	0,09	0,09	0,09	0,06	0,05	0,07	0,09
Mg	0,22	0,23	0,24	0,21	0,09	0,05	0,05	0,04	0,08	0,12	0,06	0,10	0,07	0,08	0,17
Ca	1,82	1,97	1,92	1,84	2,07	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	2,01	2,09	2,06	2,05	2,04
Na	0,28	0,27	0,27	0,35	0,17	0,07	0,04	0,07	0,13	0,14	0,11	0,11	0,15	0,12	0,21
K	0,36	0,38	0,35	0,36	0,40	0,40	0,37	0,39	0,40	0,42	0,37	0,39	0,40	0,37	0,40
Cl	0,61	0,59	0,76	0,72	0,54	0,52	0,68	0,56	0,85	0,90	0,66	0,66	0,75	0,62	0,61
Fe/(Fe+Mg)	0,95	0,95	0,95	0,95	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,97	0,99	0,98	0,98	0,98	0,97

Оцінка РТ умов кристалізації граносіенітів із різних глибин свердловини №1 за результатами геотермобарометричних розрахунків

Глибина, м	№ проби	Amf–Bt (T, °C)	Amf–Pl (T, °C)	Amf–Pl (P кБар)	Amf (P)
196,3–199,5	24,09,2014_П2	666	–	–	6,0
196,3–199,5	24,09,2014_П5	703	–	–	5,5
196,3–199,5	24,09,2014_П7	692	–	–	5,5
199,5–203,5	26,09,2014_П4	–	599	7,2	–
203,5–206,8	26,09,2014_П16	627	–	–	6,0
206,8–210,0	29,09,2014_П9	703	–	–	6,5
206,8–210,0	06,10,2014_П8	661	–	–	6,3
206,8–210,0	06,10,2014_П12	–	545	6,4	–
210,0–213,4	11,10,2014_П18	639	–	–	6,1
210,0–213,4	11,10,2014_П19	634	–	–	6,6
217,3–221,0	13,10,2014_П12	624	–	–	5,8

Хімічний (мас. %), мінальний (мол. %) склад та формульні коефіцієнти плагіоклазів з гранітів (сврд. №8568)

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	17	19	20	21
№ зерна	1	3	4	10	21	22	23	1	3	4	17	18	19	10	11	LG10	LG12	LG13	LG14
Глибина, м	156,1–158,0				174,6–176,5				225,0–227,0						239,6–242,0				
SiO ₂	67,34	67,13	66,09	66,47	61,26	61,99	61,69	62,11	63,44	63,53	60,88	64,86	62,82	61,96	63,28	64,75	61,78	61,85	66,57
Al ₂ O ₃	20,62	20,09	21,24	20,21	23,88	23,28	23,81	23,25	22,24	22,16	24,12	21,46	22,93	22,85	23,10	21,18	23,39	23,55	20,10
CaO	<0,01	<0,01	0,86	<0,01	4,77	4,43	4,19	3,91	2,96	3,16	4,62	2,09	3,24	3,70	1,51	2,25	3,99	4,15	<0,01
Na ₂ O	12,04	12,77	11,81	13,32	10,10	10,30	10,31	10,73	11,36	11,14	10,38	11,59	11,02	11,49	11,14	11,82	10,84	10,44	13,33
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,96	<0,01	<0,01	<0,01
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню																			
Si	2,95	2,95	2,90	2,93	2,73	2,76	2,74	2,76	2,81	2,82	2,71	2,86	2,79	2,76	2,81	2,86	2,75	2,75	2,93
Al	1,06	1,04	1,10	1,05	1,25	1,22	1,25	1,22	1,16	1,16	1,27	1,12	1,20	1,20	1,21	1,10	1,23	1,23	1,04
Ca	0,00	0,00	0,04	0,00	0,23	0,21	0,20	0,19	0,14	0,15	0,22	0,10	0,15	0,18	0,07	0,11	0,19	0,20	0,00
Na	1,02	1,09	1,01	1,14	0,87	0,89	0,89	0,93	0,98	0,96	0,90	0,99	0,95	0,99	0,96	1,01	0,94	0,90	1,14
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Мінали																			
Ab	100	100	96,13	100	79,30	80,80	81,66	83,24	87,41	86,45	80,26	90,94	86,02	84,89	88,37	90,48	83,10	81,99	100
Or	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,01	0,00	0,00	0,00	0,00
An	0,00	0,00	3,87	0,00	20,70	19,20	18,34	16,76	12,59	13,55	19,74	9,06	13,98	15,11	6,62	9,52	16,90	18,01	0,00

Продовження додатку І

№ з/п	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
№ зерна	LG15	LG16	LG17	LG18	LG19	15	16	17	18	19	20	21	3	4	5	16	17	18	19
Глибина, м	239,6–242,0																		
SiO ₂	63,67	51,27	63,86	64,92	63,76	62,27	61,58	61,78	61,19	63,73	61,83	62,84	68,61	69,33	63,55	68,77	66,15	66,52	66,40
Al ₂ O ₃	21,66	35,82	22,32	21,50	21,95	23,85	24,32	24,32	24,05	22,11	23,71	23,31	19,23	19,37	22,59	19,38	21,32	20,83	20,68
CaO	2,79	<0,01	2,47	1,19	2,85	3,60	4,15	3,67	4,58	2,32	4,02	3,46	0,18	0,16	4,13	0,28	1,90	1,61	1,25
Na ₂ O	11,88	<0,01	11,34	12,39	11,44	10,28	9,96	10,22	10,18	11,83	10,44	10,39	11,89	11,81	9,19	11,72	10,13	10,31	10,65
K ₂ O	<0,01	9,91	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,10	0,05	0,07	0,06	0,08	0,09	0,06
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню																			
Si	2,83	2,35	2,83	2,87	2,83	2,76	2,73	2,74	2,72	2,82	1,37	1,39	3,00	3,00	2,82	3,00	2,91	2,93	2,93
Al	1,13	1,93	1,16	1,12	1,15	1,25	1,27	1,27	1,26	1,16	0,62	0,61	0,99	0,99	1,18	1,00	1,10	1,08	1,08
Ca	0,13	0,00	0,12	0,06	0,14	0,17	0,20	0,17	0,22	0,11	0,10	0,08	0,01	0,01	0,20	0,01	0,09	0,08	0,06
Na	1,02	0,00	0,97	1,06	0,98	0,88	0,86	0,88	0,88	1,02	0,45	0,45	1,01	0,99	0,79	0,99	0,86	0,88	0,91
K	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Мінали																			
Ab	88,51	0,00	89,26	94,96	87,90	83,79	81,28	83,44	80,09	90,22	82,45	84,46	98,62	98,96	79,79	98,40	90,22	91,59	93,61
Or	0,00	100	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,30	0,42	0,32	0,46	0,51	0,32
An	11,49	0,00	10,74	5,04	12,10	16,21	18,72	16,56	19,91	9,78	17,55	15,54	0,84	0,74	19,79	1,28	9,33	7,90	6,06

Хімічний (мас. %), мінальний (мол. %) склад та формульні коефіцієнти плагіоклазів з граносіенітів (сврдловина №1)

№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Кількість аналізів, n	1	1	1	1	11	5	5	6	6	6	3	7	8	13	5	10	
Глибина, м	196,3–199,5							199,5–203,5		203,5–206,8		206,8–210,0			210,0–213,4		213,4–217,3
SiO ₂	59,09	58,79	62,13	62,97	63,54	64,93	62,10	59,75	61,46	64,87	63,40	60,61	61,62	60,76	60,67	62,92	
TiO ₂	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03	0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,03	0,06	
Al ₂ O ₃	24,73	25,13	23,45	22,73	22,17	21,19	22,86	24,61	22,91	21,24	21,95	23,34	22,68	23,21	23,12	22,82	
FeO	0,16	0,08	0,04	0,12	0,26	0,49	0,35	0,21	0,10	0,23	0,51	0,47	0,29	0,08	0,48	0,07	
MnO	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	<0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01	
MgO	0,42	0,27	0,33	0,28	0,25	0,29	0,33	0,43	0,99	0,33	0,42	0,76	0,77	0,88	0,82	0,21	
CaO	7,77	8,11	5,10	4,24	3,92	2,19	4,41	6,58	4,31	2,08	3,05	4,97	4,20	4,90	4,93	4,43	
Na ₂ O	7,61	7,45	8,70	9,22	9,53	10,48	9,72	7,86	9,98	10,98	10,37	9,43	10,13	9,70	9,58	9,00	
K ₂ O	0,20	0,14	0,20	0,38	0,27	0,34	0,19	0,47	0,23	0,21	0,29	0,37	0,27	0,38	0,31	0,46	
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню																	
Si	2,65	2,63	2,76	2,79	2,82	2,87	2,76	2,67	2,74	2,87	2,81	2,71	2,75	2,72	2,72	2,79	
Al	1,31	1,33	1,23	1,19	1,16	1,10	1,20	1,30	1,20	1,11	1,15	1,23	1,19	1,22	1,22	1,19	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,07	0,02	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,01	
Ca	0,37	0,39	0,24	0,20	0,19	0,10	0,21	0,32	0,21	0,10	0,15	0,24	0,20	0,23	0,24	0,21	
Na	0,66	0,65	0,75	0,79	0,82	0,90	0,84	0,68	0,86	0,94	0,89	0,82	0,88	0,84	0,83	0,77	
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	
Мінали																	
An	35,68	37,27	24,19	19,83	18,26	10,17	19,87	30,83	19,02	9,37	13,78	22,13	18,38	21,37	21,78	20,88	
Ab	63,23	61,96	74,68	78,05	80,22	87,93	79,14	66,54	79,76	89,51	84,67	75,89	80,19	76,64	76,58	76,62	
Or	1,09	0,77	1,13	2,12	1,51	1,90	0,99	2,63	1,22	1,12	1,56	1,98	1,43	1,99	1,64	2,50	

Продовження додатку К

№ зерна	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Кількість аналізів, n	5	5	5	3	7	9	5	6	6	4	10	7	5	4	7	10
Глибина, м	213,4–217,3															217,3–221,0
SiO ₂	61,92	61,46	60,84	60,83	57,37	59,39	57,54	58,60	57,66	63,85	63,00	62,37	59,52	60,06	62,49	60,09
TiO ₂	0,05	0,11	0,07	0,06	<0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	23,62	23,60	22,44	23,08	24,57	24,47	24,86	22,80	26,38	22,94	23,47	23,08	25,70	25,67	22,21	22,95
FeO	0,10	0,05	0,92	0,85	0,81	0,38	0,10	2,28	0,03	0,05	0,21	1,19	0,04	0,01	1,86	1,76
MnO	0,01	0,04	0,03	0,07	0,01	0,01	0,05	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,05
MgO	0,15	0,28	0,31	0,15	0,26	0,27	0,97	0,81	0,34	0,14	0,05	0,07	0,04	0,17	0,06	0,95
CaO	5,85	5,48	5,52	5,69	8,09	7,49	8,35	6,02	8,66	3,66	3,57	4,19	6,72	6,22	3,75	4,14
Na ₂ O	7,99	8,49	7,88	8,39	6,94	7,33	7,33	8,23	6,50	9,14	9,43	8,76	7,71	7,74	9,17	9,58
K ₂ O	0,28	0,46	0,22	0,37	0,59	0,28	0,23	0,38	0,40	0,18	0,23	0,30	0,21	0,10	0,34	0,46
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню																
Si	2,75	2,74	2,76	2,73	2,62	2,67	2,60	2,67	2,59	2,82	2,79	2,77	2,65	2,67	2,79	2,70
Al	1,24	1,24	1,20	1,22	1,32	1,30	1,33	1,22	1,39	1,19	1,22	1,21	1,35	1,34	1,17	1,22
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,07	0,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,07	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06
Ca	0,28	0,26	0,27	0,27	0,40	0,36	0,40	0,29	0,42	0,17	0,17	0,20	0,32	0,30	0,18	0,20
Na	0,69	0,73	0,69	0,73	0,61	0,64	0,64	0,73	0,57	0,78	0,81	0,76	0,67	0,67	0,79	0,84
K	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Мінали																
An	28,34	25,61	27,63	26,69	37,89	35,54	38,18	28,30	41,46	17,91	17,11	20,53	32,15	30,67	18,08	18,78
Ab	70,03	71,86	71,07	71,26	58,86	62,90	60,57	69,47	56,28	81,06	81,58	77,71	66,64	68,75	79,99	78,69
Or	1,64	2,53	1,30	2,05	3,25	1,56	1,26	2,23	2,27	1,03	1,31	1,77	1,21	0,59	1,93	2,53

Хімічний (мас. %), мінальний (мол. %) склад та формульні коефіцієнти мікроклінів з гранітів (сврд. №8568, гл.239,6–242,0 м)

№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	64,88	64,85	64,79	65,07	64,75	64,63	65,13	64,80	64,32	64,31
TiO ₂	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	17,91	18,12	17,89	18,04	17,99	18,06	17,99	18,03	17,45	17,66
FeO	0,01	0,05	0,16	0,17	0,06	<0,01	0,04	0,02	0,03	0,06
MnO	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
MgO	0,02	0,01	0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,03	<0,01	0,01	<0,01	0,06	0,05	<0,01	0,03	0,02	<0,01
Na ₂ O	0,63	0,42	0,55	0,48	0,58	0,66	0,40	0,51	0,65	0,33
K ₂ O	16,40	16,83	16,51	16,41	15,99	16,49	16,55	16,28	16,40	16,86
BaO	0,05	0,11	0,08	0,19	0,04	0,09	0,05	0,11	0,09	0,13
ZnO	0,01	<0,01	0,03	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
F	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06
Cl	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню										
Si	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,00
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Al	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,99	0,96	0,97
Fe	0,000	0,002	0,006	0,007	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000
Na	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,03
K	0,97	0,99	0,98	0,97	0,95	0,98	0,98	0,96	0,98	1,00
Ba	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Zn	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Мінали										
An	0,14	0,00	0,05	0,00	0,27	0,24	0,00	0,15	0,12	0,00
Ab	5,48	3,67	4,83	4,22	5,25	5,70	3,58	4,50	5,69	2,92
Or	94,38	96,33	95,12	95,78	94,48	94,06	96,42	95,35	94,19	97,08

Хімічний (мас. %), мінальний (мол. %) склад та формульні коефіцієнти мікроклінів з граносієнітів (сврд. № 1)

№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Кількість аналізів, n	17	14	5	7	8	10	10	8	9	10	8	5	8	5	1
Глибина, м	196,3–199,5	199,5–203,5		203,5–206,8			206,8–210,0		213,4–217,3		217,3–221,0				
SiO ₂	64,66	63,92	63,32	61,72	62,57	62,71	63,19	63,56	64,30	63,94	62,18	64,57	64,93	64,76	64,38
TiO ₂	0,28	0,20	0,02	0,07	0,01	0,04	0,11	0,07	0,28	0,30	0,05	0,16	0,18	0,16	0,09
Al ₂ O ₃	18,51	18,81	18,56	18,58	18,65	18,67	18,72	19,02	19,05	19,01	18,88	18,79	19,01	18,92	19,03
FeO	0,06	0,06	0,52	1,77	0,18	0,07	0,44	0,46	0,09	0,06	0,09	0,04	0,02	0,04	<0,01
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,04	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	<0,01	0,02	1,03	0,97	0,96	0,87	0,45	0,42	0,27	0,23	0,98	0,20	0,02	0,08	0,52
CaO	0,41	<0,01	<0,01	0,05	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Na ₂ O	0,01	0,08	0,96	1,15	0,98	1,06	0,16	1,71	1,53	0,55	1,05	0,08	0,11	0,12	0,21
K ₂ O	16,01	16,86	15,54	15,63	16,59	16,49	16,87	14,72	14,38	15,86	16,27	16,16	15,71	15,91	15,77

Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню

Si	2,99	2,97	2,94	2,90	2,92	2,93	2,95	2,94	2,96	2,96	2,91	2,98	2,99	2,98	2,97
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	1,01	1,03	1,02	1,03	1,03	1,03	1,03	1,04	1,03	1,04	1,04	1,02	1,03	1,03	1,03
Fe	0,00	0,00	0,02	0,07	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,07	0,01	0,00	0,01	0,04
Ca	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,09	0,10	0,09	0,10	0,01	0,15	0,14	0,05	0,10	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,94	1,00	0,92	0,93	0,99	0,98	1,00	0,87	0,84	0,94	0,97	0,95	0,92	0,94	0,93

Мінали

An	2,09	0,00	0,00	0,31	0,12	0,19	0,04	0,10	0,17	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	0,13	0,78	8,53	10,04	8,17	8,82	1,43	14,97	13,88	4,98	8,92	0,75	1,09	1,09	1,98
Or	97,78	99,22	91,47	89,64	91,71	90,99	98,52	84,93	85,94	94,94	91,05	99,25	98,91	98,91	98,02