

МІНЕРАЛИ-ІНДИКАТОРИ ПЕТРОРУДОГЕНЕЗУ РОЗШАРОВаних ТИТАНОНОСНИХ ІНТРУЗІЙ ГАБРО КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

З габро-анортозитовою формацією коростенського комплексу генетично і просторово тісно пов'язані малі інтрузії габро, що несуть в собі фосфор-титанову мінералізацію, яка має промислове значення. Більшість їх локалізовано в межах великих масивів габро-анортозитів, у вигляді загалом дискордантних тіл клино-, кільо- або лополітоподібної форми.

Крім підвищеної основності порівняно до порід габро-анортозитових масивів малі інтрузії характеризуються і деякими іншими особливими рисами: підвищеною залізистістю, високим вмістом рудних мінералів, а в структурному відношенні — досить чітко вираженим розшаруванням [2, 3, 6]: налічують до 10—12 шарів порід. Утворення цих масивів відбувалось унаслідок проявів таких тенденцій: 1) зростання основності в серії порід, що послідовно формувались, можливе через зсув ліквідусної котектичної рівноваги в системі під час надходження до неї полівалентних кислотоутворювальних комплексів; 2) гравітаційне сортування мінеральних зерен, що кристалізувались, в умовах високої густини розплаву, достатньо високої для спливання зерен плагіоклазу [4]. Тоді на дно магматичної камери на момент кристалізації осідали важкі олівіни і піроксени. Основна маса плагіоклазу спливала у верхню частину магматичної камери, з утворенням тут зони флотаційних кумулятив. Перша тенденція проявилась у більшості масивів Коростенського плутону, а друга — у Федорівській і Кропивенківській інтрузіях.

У зв'язку з цим у кожному з масивів мінерали утворювались послідовно. Уявлення про порядок кристалізації тих чи інших мінералів дає рисунок. Зі зростанням залізистості збільшується густина залишкового розплаву і спливають плагіоклази. Більш важкі олівін, піроксен і рудні осаджуються. При цьому магнетит та ільменіт спочатку осаджувались як єдина фаза, а потім відбулось їх розділення в середній зоні. Тут в окремих інтервалах переважає один з цих мінералів. У верхній зоні переважає магнетит. І лише в нижній зоні, найменш залізистій, спостерігається переважно ільменіт. У цій самій зоні відбувалось занурення плагіоклазів.

Згідно з даними аналізів EDS, виконаних у 2003 р. у лабораторії Гірничо-металургійної академії в м. Кракові (Польща), виділено два різновиди титаномагнетиту, на межі ільменіт—титаномагнетит утворилась шпінель дуже складного складу (ймовірно, плеонаст або мінерал ряду

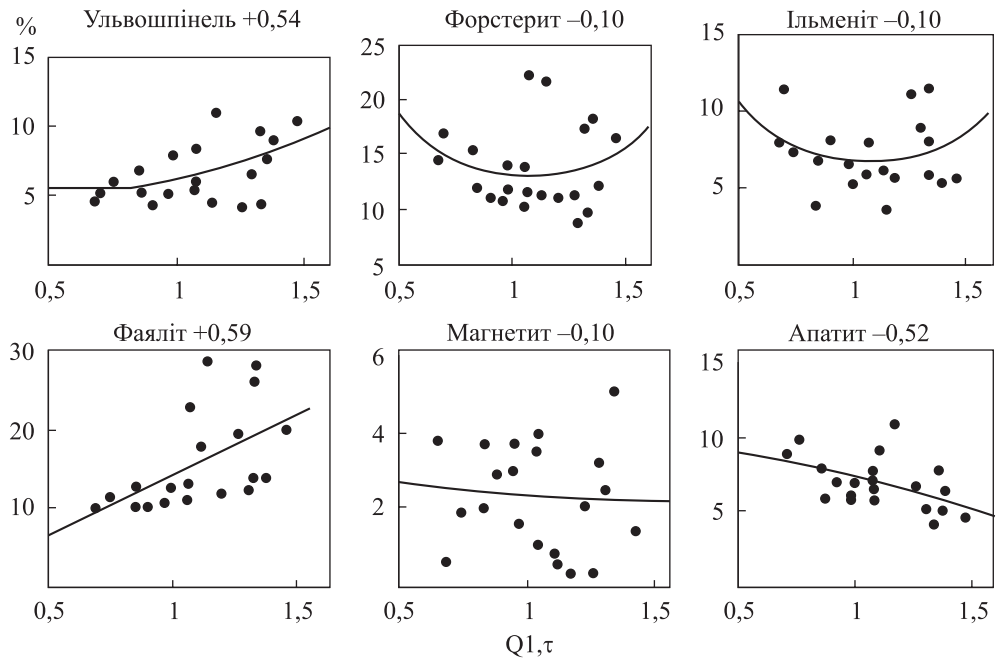
герцит—ульвіт (ульвошпінель)—плеонаст (шпінель). Вміст V_2O_5 змінюється залежно від різновиду титаномагнетиту від сотих часток відсотка до 2%. Також у цьому мінералі міститься Sc (7,6—53,0 г/т), за даними протовчених і технологічних проб, відібраних Житомирською геологічною експедицією.

Ульвошпінель формувалась найінтенсивніше зі зростанням залізистості розплаву. Вона, як правило, утворює тонкі тканинні структури в магнетиті та ільменіті.

В умовах зростання залізистості переважає фаялітова фаза олівіну, він стає найбільш залізистим. Натомість у менш залізистих розплавах кристалізується найбільш магнезіальний форстерит. За даними [7], у нижньому горизонті склад олівіну Fo 46, у середньому він змінюється до Fo 39, а у верхньому горизонті існують дві протилежні тенденції: у верхній підзоні його склад більш магнезіальний (Fo 37), а нижче, на межі верхньої і середньої зон, — Fo 32. Цю тенденцію відображає графік залежності вмісту мінералів від відносної силікатної залізистості для форстериту.

Із змінами густини розплаву плагіоклаз найінтенсивніше спливав у середній і частково верхній зонах масиву. Остання тенденція особливо стосується середньої частини центральної зони. В нижній зоні спливання кристалів плагіоклазу вже уповільнювалось, однак у боковій крайовій зоні процес був досить інтенсивним. Для цієї зони були характерні турбулентні потоки, перенесення осаджених кристалів, зсування по поверхні стінок магматичної камери.

Як і у Федорівській інтрузії, у Кропивенківській зі збільшенням залізистості плагіоклаз спливав унаслідок збільшення густини розплаву. Порядок кристалізації мінералів і кумулятивні мінерали були також подібними, однак їх розподіл у Кропивенківській інтрузії був складніший. Для перидотитів і габро-перидотитів кумулятивними фазами були олівін, піроксен, частково плагіоклаз, який інколи утворює кумулятивні агрегати і окремі ділянки. В рудних різновидах до них додаються ільменіт, апатит. У габро-анортозитах і анортозитах плагіоклаз є кумулятивним мінералом.



Залежність вмісту мінералів від силікатної відносної залізистості $x = (\text{FeO} - 0,45\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,9\text{TiO}_2) / 1,78\text{MgO}$. Цифри біля назв мінералів — коефіцієнти кореляції між цими показниками (Федорівська інтрузія)

Мінералогічна характеристика горизонтів Федорівської інтрузії

Горизонт	Вміст мінералів, %	Середій вміст мінералів, %
Г Г Г Г Г Г Г Г Г Г	Pl 25–40; Px 10–40; Ol 15–25; Il 10–12; Ap 5–10; Mgt <5	Pl 35; Px 27; Ol 20; Il 10; Ap 7; Mgt <5
Г Г Г Г Г Г Г Г Г Г	Pl 40–60; Px 15–25; Ol 10–25; Il 6–12; Ap 4–6; Mgt <4	Pl 48; Px 23; Ol 18; Il 8; Ap 5; Mgt <4
Г Г Г Г Г Г Г Г Г Г	Pl 30–80; Px 4–25; Ol 5–30; Il 6–12; Ap 1–9; Mgt 4–5	Pl 47; Px 17; Ol 21; Il 9; Ap 5; Mgt 4–5
Г П Г П Г П Г П Г П Г П	Pl 10–75; Px 5–45; Ol 5–43; Il 7–16; Ap 3–12; Mgt 2–4	Pl 27; Px 26; Ol 27; Il 12; Ap 8; Mgt 2–4
Г П Г П Г П Г П Г П Г П	Pl 30–60; Px <15; Ol 2–30; Il 6–12; Ap 4–9; Mgt 2–4	Pl 45; Px 15; Ol 16; Il 9; Ap 6; Mgt 2–4
Г П Г П Г П Г П Г П Г П	Pl 10–45; Px 10–45; Ol 25–45; Il 6–15; Ap 1–10; Mgt 2–4	Pl 26; Px 26; Ol 25; Il 9; Ap 8; Mgt 1
Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г >	Pl 45–80; Px 8–20; Ol 5–30; Il 5–10; Ap 1–4; Mgt од. зн.	Pl 54; Px 23; Ol 14; Il 8; Ap 1,5; Mgt од. зн.
Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г >	Pl 25–92; Px 5–28; Ol 1–25; Il 1–12; Ap 1–10; Mgt од. зн.	Pl 52; Px 23; Ol 10; Il 7; Ap 2,5; Mgt од. зн.
Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г > Г >	Pl 20–93; Px 5–15; Ol 3–5; Il 1–5; Ap 0; Mgt од. зн. Трапляються КПШ та кварц	Pl 52; Px 23; Ol 10; Il 7; Ap 2,5; Mgt од. зн.

Примітка: ГГ — габро дрібно-середньозернисте; ГП — габро-перидотит; Г> — габро крупно-середньозернисте лейкократове.

Інтенсивність осаджування ульвошпінелі за формування Кропивенківської інтрузії була вищою. І справді, інтрузія відрізняється вищим вмістом цього мінералу в найбільш залізистих габро-перидотитах і перидотитах (до 7%). Із зростанням залізистості кристалізувався найбільш залізистий піроксен-феросиліт. Ульвошпінель як рудний мінерал переважає в габро-перидотитах, утворює найтоншу тканиноподібну сітку магнетиту, а також спостерігається у зернах ільменіту. Можна передбачити, що умови утворення цієї інтрузії були дещо відмінними від умов формування Федорівської інтрузії. Ульвошпінель є специфічним окиснорудним мінералом, показником термодинамічних умов. Експериментальними даними встановлено, що за підвищеного тиску, особливо під час взаємодії силікатного і карбонатного розплавів, збільшується парціальний тиск кисню і розширюється поле кристалізації ферошпінелі. Ймовірно, таким чинником, що привів до збільшення парціального тиску системи, міг бути водень. Магматична система була напіввідкритою, що забезпечувало процеси окиснення і зміни парціального тиску кисню.

Взагалі рудні мінерали цього тіла характеризуються складними взаємовідношеннями в межах середнього горизонту. Вміст їх такий, %: в *габро-перидотитах*: магнетит 43; ульвошпінель 30; ільменіт 20; титаномагнетит 5; у *перидотитах*: магнетит 65; ульвошпінель 7; ільменіт 21; титаномагнетит 7; у *піроксенітах*: магнетит 83; ульвошпінель 2; ільменіт 13; титаномагнетит 3.

Дуже інтенсивним було утворення апатиту в найбільш залізистих різновидах. Із збільшенням вмісту лугів у середньому горизонті, збагаченому на рудні мінерали, також кристалізувався апатит, тобто кумуляція рудних мінералів і апатиту тут відбувалась одночасно. Така тенденція відзначена для деяких масивів Українського щита (Володарського, Стремигородського та ін.) [5].

Для Стремигородського штоку спливання плагіоклазу відзначено у центральній пачці в габроїдах, а у Давидківському масиві, де розвинуті сієнітові диференціати, — в нижній пачці. Основним рудним мінералом для першої структури є ільменіт, а для другої відзначено у великих кількостях титаномагнетит та місцями збагачення на апатит (до 20 % об'єму породи). Для обох масивів характерна наявність вторинних змін (калішпатизація, магнетитизація, сосюритизація, наявність хлориту та слюд).

Для деяких із розшарованих масивів визначено і ряд сульфідних мінералів. Так, у Федорівській інтрузії встановлений гаусоскіт ($\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$) — мінерал із групи халькопіриту. Сульфідна мінералізація поширена в усіх породах Юрівського масиву, однак більший вміст сульфідів відзначений у розшарованій лейкократовій товщі та в крайніх членах диференціації розплаву — крупно-гігантозернистих анортозитах і пегматоїдному габро. Зони з піротиновою мінералізацією мають потужність до 7 м, вміст мінералу 3—18 %. Вміст нікелю в піротині до 0,04, кобальту — до 0,02 %. Спектральним аналізом в піротині встановлено вміст міді до 0,3 %. Підвищений вміст Cu, Ni, Co зумовлений наявністю структур розпаду твердого розчину, які представлені халькопіритом, пентландитом. За даними мікрозондового аналізу хімічний склад пентландиту такий, %: Fe 21,1—22,8; Ni 19,2—21,6; Co 24,0—27,5; S 29,9—31,0; Cu 0,03—0,1, тому мінерал можна віднести до кобальт-пентландиту. Халькопірит містить Cu 34,1 %; S 34,8; Fe 30,5; Ni 0,06; Mn 0,08 %. Сульфідні мінерали мають вигляд дрібних неправильної форми зерен, інколи заповнюють тріщинки. Утворення сульфідів часто сингенетичне з утворенням титан-апатитових руд, про що свідчать зростки піротину з ільменітом, форма їхніх кристалів. Вони утворюються під час зниження температури маги, що є ознакою її розшарування [1]. Збагачення сульфідами переважно лейкократових різновидів засвідчує тенденцію до зниження температури під час їх формування, тобто лейкократова товща кристалізувалась на контакті з більш охолодженими вмісними породами, на що вказує наявність зон загартування в них.

Послідовність мінералоутворення, яка в цілому залежить від ступеня диференційованості в розшарованих масивах (на прикладі Федорівської інтрузії) наведено у таблиці.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород. — М., 1988.
2. Висоцький О.Б., Швайберов С.К., Висоцький Б.Л. Федорівське апатит-ільменітове родовище та деякі питання його геохімії та петрології // Мінеральні ресурси України. — 2008. — № 3. — С. 22—26.
3. Галецький Л.С., Ремезова О.О. Титанові руди України // Геолог України. — 2007. — № 3. — С. 51—61.
4. Галецький Л.С., Ремезова О.О. Моделі формування розшарованих титаноносних інтрузивів Українського щита // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти і науки: Тези доп. наук. конф., присвяч. 65-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту ім. Івана Франка. — Львів: Вид-во Львів. нац. ун-ту, 2010. — С. 42—43.
5. Кривдик С.Г., Дубина А.В., Гуравський Т.В. Петрохимические и минералогические критерии рудоносности (фосфор, титан) габброидов анортозит-рапакивигранитных плутонов Украинского щита // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Междунар. (стран СНГ) совещание, г. Донецк, 10—16 сент. 2007 г. — Киев, 2007. — С. 129—132.
6. Шумлянський Л.В., Дюшен Ж.-К. Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. — К., 2005. — Вип. 9. — С. 65—83.
7. Шумлянський Л.В. Варіації хімічного складу силікатних мінералів та апатиту Федорівського апатит-ільменітового родовища (Коростенський плутон) // Мінерал. журн. — 29, № 3. — С. 5—22.