

ГЕРЦИНІТ КСЕНОЛІТІВ У ГРАНІТОЇДАХ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

Перші відомості про наявність шпінелі у роговиках із гранітів і пегматитів Коростенського плутону належать В.С. Соболеву [9]. Вчений описав декілька пунктів локалізації шпінелі із різних мінеральних парагенезисів, зупинившись детально на випадку знаходження її в асоціації з кордієритом, силіманітом і корундом у ксеноліті згодом основної породи у гранітному пегматиті. Згідно із В.С. Соболевим, шпінель у такому ксеноліті має контактово-метасоматичне походження і “має бути обов’язково збагаченою на FeO” [9]. Разом з тим, спостерігаючи за мінливістю забарвлення мінералу у петрографічних шліфах (від густо-зеленого, майже чорного до ясно-блакитно-зеленого і навіть ясно-оранжевого) і керуючись загально теоретичними уявленнями про перебіг контактово-метасоматичних процесів, пов’язаних з гранітними магмами, В.С. Соболев передбачав варіабельність хімічного складу шпінелі із різних парагенезисів. Проте будь-яких даних щодо хімічного складу шпінелей або їх точних констант автор не наводить. Окремі знахідки шпінелі на площі Коростенського плутону, в тому числі її відмін, забарвлених у прохідному світлі в темно-зелені тони, згадуються також у публікаціях [1, 4—6, 8]. Однак лише для району Суцано-Пержанської зони наведено хімічні аналізи шпінелей [5], які дають змогу достеменно ідентифікувати їх мінералогічний вид як ганіт ($ZnAl_2O_4$).

Уже перші результати мікрозондового аналізу темно-зеленої шпінелі, виявленої авторами в ксенолітах порід “рами” з гранітоїдів Коростенського плутону [3], засвідчили, що вона репрезентована високозалізним різновидом, близьким до чистого герциніту ($FeAl_2O_4$). З метою з’ясування особливостей локалізації, мінеральних парагенезисів, морфології, анатомії та хімічного складу такої шпінелі автори відібрали та всебічно дослідили зразки герцинітвмісних ксенолітів з рапаківіподібних гранітів двох ділянок Коростенського плутону: Малинської (точка відбору зразків 51) та Пугачівської (точка відбору зразків 33) (рис. 1).

Досліджені ксеноліти залягають у амфіболових та біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітах головної інтрузивної фази коростенського комплексу. Внаслідок локального збільшення меланократовості, що супроводжується зміною гідроксилвмісних парагенезисів мафічних мінералів “безводними” та зменшенням вмісту кварцу, граніти можуть переходити у геденбергіт-амфіболові та фаяліт-геденбергіт-амфіболові граносієніти. Петрографічні особливості грані-

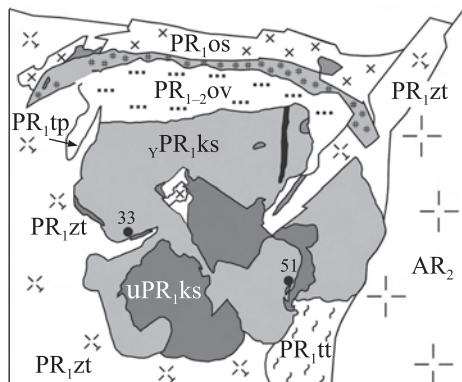


Рис. 1. Схема геологічної будови Коростенського плутону: PR₁ks — граніти, анортозити і габроїди коростенського комплексу; PR₁zt — граніти і мігматити житомирського комплексу; PR₁os — граніти, гранодіорити і діорити осницького комплексу; PR₁pz — граніти і метасоматити пержанського комплексу; PR₁tt — гнейси і кристалосланці тетерівської серії; PR₁tp — вулканогенно-теригенні відклади топільнянської серії; PR₁₋₂ov — вулканогенно-теригенні відклади овруцької серії. Точки відбору зразків герцинітвмісних ксенолітів: 33 — Пугачівська ділянка, 51 — Малинська ділянка

тоїдів Малинської та Пугачівської ділянок, а також умови залягання досліджуваних ксенолітів описані в попередніх авторських публікаціях [2, 3, 7]. Мінералого-петрографічні дослідження ксенолітів включали вивчення прозорих і прозоро-полірованих шліфів під поляризаційним мікроскопом у прохідному та відбитому світлі. Морфологію, внутрішню будову та хімічний склад шпінелі досліджено на растровому електронному мікроскопі PEMMA-202 з енергодисперсійним рентгєнівським спектрометром-мікроаналізатором у лабораторії рентгєнівських методів дослідження геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Вибіркові результати мікрозондового аналізу герциніту наведено в таблиці. Суми головних петрогенних оксидів нормовані на 100 %.

Вибіркові мікрозондові аналізи герцинітів з ксенолітів у гранітоїдах Коростенського плутону

Компонент, параметр, %	33-10-1				33-10-2a		33-10-2b	51-62b				51-62a		
	15	25	26	28	62	63	101	2	4	5	30	1	2	3
Al ₂ O ₃	53,72	49,61	50,22	45,83	48,71	49,77	50,54	43,35	43,65	43,82	46,37	47,31	47,96	48,01
FeO	44,57	48,42	47,39	52,76	50,15	49,02	48,54	55,31	54,37	55,22	52,5	50,53	50,09	49,8
MnO	—	0,61	0,43	—	0,71	0,79	0,66	0,62	0,78	0,48	0,79	0,49	0,51	0,48
MgO	1,71	1,36	1,96	1,37	0,43	0,42	0,26	0,16	0,15	0,1	0,1	0,43	0,35	0,36
ZnO	—	—	—	1,08	—	—	—	0,56	0,96	0,38	0,23	1,24	1,06	1,21
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атома кисню</i>														
Fe ⁺²	0,925	0,924	0,901	0,940	0,960	0,963	0,974	0,975	0,977	0,984	0,976	0,969	0,971	0,973
Mn	—	0,015	0,011	—	0,018	0,019	0,017	0,016	0,020	0,012	0,020	0,012	0,013	0,013
Mg	0,074	0,060	0,086	0,061	0,019	0,018	0,012	0,008	0,007	0,005	0,005	0,019	0,015	0,016
Fe ⁺³	0,159	0,273	0,263	0,381	0,290	0,256	0,230	0,439	0,417	0,424	0,349	0,310	0,293	0,285
Al	1,842	1,728	1,739	1,617	1,712	1,743	1,768	1,562	1,577	1,575	1,650	1,689	1,706	1,710
<i>Суми катіонів у позиціях M1 та M2</i>														
M1	0,999	0,999	0,998	1,002	0,998	1,001	1,002	0,999	1,006	1,001	1,001	1,001	1,001	1,005
M2	2,001	2,001	2,002	1,998	2,002	1,999	1,998	2,001	1,994	1,999	1,999	1,999	1,999	1,995
<i>Мольна частка герцинітового міналу</i>														
X _{Hrc}	0,846	0,803	0,782	0,749	0,835	0,854	0,873	0,773	0,786	0,783	0,821	0,826	0,838	0,841

Примітка. Пугачівська ділянка: зразки 33-10-1, 33-10-2a, 33-10-2b; Малинська ділянка: зразки 51-62b, 51-62a.

Ксеноліти, в яких діагностовано герциніт, представлені біотит-польовошпатовими кристалосланцями та гнейсами. Це темно-сірі до чорного дрібнозернисті породи зі сланцюватою текстурою, що зумовлена план-паралельною орієнтацією лусок біотиту. Сланцюватість може підкреслюватись плитчастою окремістю та сплющеною формою ксенолітів. Інколи спостерігається також дрібношарувата текстура, що проявляється в чергуванні прошарків, відмінних за ступенем меланократовості або зернистістю. Площини сланцюватості та шаруватості зазвичай збігаються. Структура за розміром зерен головних мінералів може змінюватись від більш поширеної дрібнозернистої (1—0,5 мм або 0,5—0,1 мм) до менш поширеної середньозернистої (1—2,5 мм). Найбільш звичайною мікроструктурою є лепідогранобластова. На окремих ділянках, унаслідок проростання дрібнозернистої загальної тканини скелетними індивідами біотиту, що розгалужуються на певні, просторово розмежовані ділянки з однаковою оптичною орієнтацією, мікроструктура набуває вигляду діабластової. Головні породоутворювальні мінерали гнейсів — плагіоклаз (55—60 %), кварц (10—25 %) і біотит (10—35 %). Другорядне значення може мати калішпат. У кристалосланцях кварц зникає, натомість збільшується вміст біотиту. Найбільш звичайні акцесорні мінерали — циркон, апатит, ільменіт, магнетит і пірит. Для ксенолітів кристалосланців з Пугачівської ділянки характерний також монацит. Плагіоклаз олігоклазового складу кристалізується у вигляді ізометричних полігональних зерен розміром 0,2—0,5 мм. Окремі індивіди можуть бути зібраними у зернисті агрегати з гранобластовою мозаїчною мікроструктурою. Полісинтетичне двійникування з тонкими розпливчастими двійниковими смугами спостерігається лише в деяких зернах, частіше — відсутнє. В багатьох зернах плагіоклазу неупорядковано розсіяні мікроскопічні включення акцесорних мінералів. Місцями неоднорідно плямами розвивається вторинна серицитизація. Кварц оптично погано відрізняється на фоні нездвійникового плагіоклазу за відсутністю спайності та дещо вищими кольорами інтерференції. Утворює неправильні ізометричні зерна зі слабохвилястим до однорідного погасанням у схрещених ніколях. Біотит аніт-сидерофілітового складу представлений жовто-коричневим різновидом із широкими плеохроїчними оболонками навколо включень апатиту та циркону. Утворює пластинчасті зерна із рваними зубчастими обмеженнями, а також невеликі агрегатні скупчення. В окремих зернах помітні деформації з вигинанням і розривом суцільності. Зерна біотиту за розміром, 0,3—0,6 мм, зазвичай дещо більші, ніж зерна плагіоклазу. До того ж суміжні просторово розмежовані ділянки біотиту в окремих випадках можуть бути частинами одного скелетного індивіду.

Контактова дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилась у формуванні мікроскопічної зональності із закономірною зміною “первинних” парагенезисів низької амфіболітової фації на більш високотемпературні новоутворені парагенезиси амфібол- та піроксен-роговоикової фації. Найчастіше у напрямку від центра до краю ксеноліту спостерігаємо такі зони з поступовими переходами між ними [2, 3]: 1) незміненого гнейсу або кристалосланцю; 2) шпінель-біотит-польовошпатову; 3) роговообманково-біотит-польовошпатову; 4) роговообманково-польовошпатову; 5) піроксен-роговообманково-польовошпатову; 6) піроксен-польовошпатову.

Герциніт локалізується переважно в межах шпінель-біотит-польовошпатової, меншою мірою — роговообманково-біотит-польовошпатової зон. Розподіляється досить неоднорідно — від поодиноких зерен та однорідної бідної вкрапленості до такситових ділянок з рясною вкрапленістю та агрегатними скупченнями герциніту. Характерною є асоціація герциніту з новоутвореним

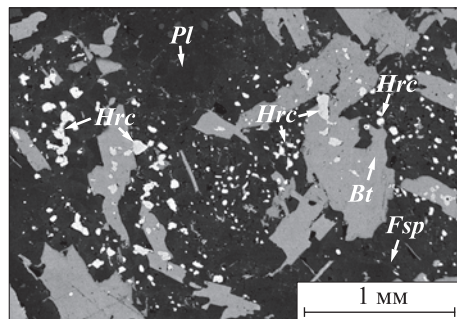
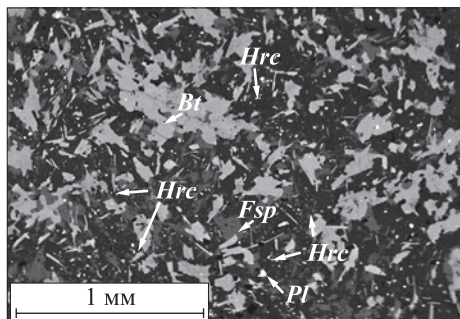


Рис. 2. Характер розподілу герциніту в ксеноліті біотит-польовошпатового кристалосланцю Пугачівської ділянки. Електронний мікроскоп. Зб. 50; *Hrc* — герциніт, *Bt* — біотит, *Fsp* — калієвий польовий шпат, *Pl* — плагіоклаз

Рис. 3. Морфологічні особливості герциніту в ксеноліті біотит-польовошпатового кристалосланцю Малинської ділянки. Електронний мікроскоп. Зб. 80. Умовні позначення див. на рис. 2

високозалістим біотитом анітового складу ($X_{Fe} = 0,89—0,95$) та калієвим польовим шпатовим ($Or_{73-97}Ab_{2-25}An_{0-1}$). Найбільшим вмістом герциніту характеризуються ділянки ксенолітів, максимально збагачені на біотит (рис. 2). Звичайними є вclusions герциніту всередині зерен плагіоклазу, калішпату та біотиту. Скупчення герциніту також концентруються навколо окремих зерен та агрегатів біотиту, інколи формуючи своєрідні ланцюжки (рис. 3). Розміри окремих індивідів герциніту коливаються в межах 0,01—0,06 мм. Рідко трапляються зерна розміром до перших десятих міліметра. Властивими є правильні ізометричні кристали з квадратними, трикутними й злегка заокругленими перетинами. Більші за розмірами кристали можуть бути дещо видовженими в одному напрямку. Звичайними також є неправильні зерна та зростки (рис. 3). У шліфах у прохідному світлі герциніт має темно-зелене забарвлення, інтенсивність якого варіює залежно від товщини зерен. Місцями воно настільки густе, що мінерал погано просвічує і його можна прийняти за подібний непрозорий магнетит. У схрещених ніколях герциніт ізотропний. Окремі зерна, розмір яких менший за товщину шліфа, можуть видаватись анізотропними. За даними мікрозондового аналізу, шпінель з обох досліджених ділянок Коростенського плутону представлена доволі залістим різновидом із вмістом герцинітового міналу $X_{Hrc} = 0,75—0,85$ (див. таблицю). Герциніти з ксенолітів Малинської ділянки відзначаються підвищеним вмістом цинку порівняно з такими Пугачівської ділянки.

Крім вищеописаних виокремлень герциніту, в ксенолітах кристалосланців з Малинської ділянки виявлені також специфічні мікроскопічні шпінель-плагіоклазові агрегати, що трапляються незалежно від згаданої контактово-метаморфічної зональності. Такі агрегати зазвичай мають сплюснену лінзоподібну форму і розміри 1—4 мм по довгій осі, орієнтуючись згідно з первісною сланцюватістю ксенолітів. Вміст їх незначний, розподіл вкрай неоднорідний, в багатьох шліфах вони взагалі відсутні. Завдяки відносній лейкократовості згадані агрегати достатньо різко вирізняються на фоні загальної тканини ксенолітів. Мікроструктура шпінель-плагіоклазових агрегатів рівномірнотзерниста мікрогранобластова мозаїчна, подібна до типової роговикової. До їх складу, крім домінуючого плагіоклазу та різко підпорядкованого герциніту, можуть входити серицит, хлорит, ільменіт і магнетит. Плагіоклаз утворює ізо-

метричні полігональні зерна розміром 0,1—0,3 мм, які місцями нерівномірно заміщуються серицитом. Хімічний склад плагіоклазу в межах таких агрегатів характеризується надзвичайно високою основністю, що відповідає бітовніту та анортиту ($Or_{0-2}Ab_{2-11}An_{88-98}$). У периферійній частині агрегатних скупчень, однак, основність плагіоклазу знижується до звичайної олігоклазової ($Or_{1-2}Ab_{69-78}An_{20-30}$). Шпінель густо забарвлена у темно-зелений колір, погано просвічує у прохідному світлі. Кристалізується у вигляді ізометричних заокруглених, рідше дещо витягнутих зерен розміром 0,01—0,05 мм. Розподіляється неоднорідно, концентруючись у центральній частині шпінель-плагіоклазових скупчень та надаючи їм своєрідної зональної внутрішньої будови. Остання може підкреслюватись неоднорідним розвитком серициту та хлориту, що зазвичай тяжіють до зовнішньої частини шпінель-плагіоклазових агрегатів. Дослідження хімічного складу шпінелі цих цікавих агрегатів тривають.

З метою з'ясування походження герциніту у вищеописаних ксенолітах автори дослідили репрезентативну колекцію шліфів гнейсів і кристалосланців тетерівської серії, розбурених у стратотипних розрізах Кочерівської структури, поза межами Коростенського плутону. В жодному з шліфів герциніт не був виявлений. Цей факт разом з установленими особливостями локалізації та парагенетичними асоціаціями герциніту в ксенолітах, а також типоморфні ознаки його морфології, анатомії та хімічного складу досліджуваних герцинітів однозначно доводять контактово-метаморфічне походження цього мінералу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бухарев В.П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. — 1970. — **30**, вып. 5. — С. 82—86.
2. Грущинська О.В., Митрохин О.В., Білан О.В. Петрографія ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2009. — Вип. 48. — С. 15—19.
3. Грущинська О. В., Митрохин О. В., Зінченко О. В., Білан О.В. Про контактову взаємодію інтрузій рапаківі з породами “рами” (результати дослідження ксенолітів з гранітоїдів пугачівської ділянки Коростенського плутону) // Мінерал. журн. — 2010. — **32**, № 4. — С. 77—85.
4. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. — 1986. — **46**, вып. 5. — С. 82—86.
5. Зінченко О., Шумлянський Л. Шпінелеві метасоматити Коростенського плутону // Актуальні проблеми екології України. Матеріали наук. конф. Київ. ун-ту, м. Київ, 24—25 квітня 1997 р. — К.: Департ. реклами АТ “Надра”. — С. 51—52.
6. Калюжная К.М., Колдин Б.Д. О ксенолитах кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутона // Вопросы литологии и петрографии. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. — С. 155—164.
7. Митрохин А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрологія Малинського масива рапаківі (Український щит) // Мінерал. журн. — 2009. — **31**, № 2. — С. 66—81.
8. Пискорская Е.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Вольни: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1972. — 26 с.
9. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947. — 128 с.