

УДК 552.4.08 + 549 (477)

О.В. Грущинська, О.В. Митрохин, О.В. Зінченко, О.В. Білан

ПРО КОНТАКТОВУ ВЗАЄМОДІЮ ІНТРУЗІЙ РАПАКІВІ З ПОРОДАМИ "РАМИ" (РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ КСЕНОЛІТІВ З ГРАНІТОЇДІВ ПУГАЧІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ)

Викладено результати дослідження ксенолітів, що залягають у рапаківіподібних гранітах західної частини Коростенського плутону. Встановлено, що всі опробовані ксеноліти мають місцеве "неглибинне" походження. Окрім давно відомих та добре вивчених ксенолітів субплатформних метапісковиків пугачівської товщі, рапаківіподібні граніти Пугачівської ділянки містять ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців тетерівської серії, що складає давній складчастий фундамент у західному облямуванні Коростенського плутону. Продемонстрована можливість використання таких ксенолітів для виявлення та подальшого дослідження проявів контактової взаємодії інтрузій рапаківі з породами "рами". У ксенолітах встановлені новоутворені контактово-метаморфічні парагенезиси піроксен- та амфібол-роговикової фацій, накладені на "первинні" парагенезиси епідот-амфіболітової фації регіонального метаморфізму. Досліджена мікроскопічна зональність із закономірною зміною високотемпературних мінеральних парагенезисів на більш низькотемпературні у напрямку від краю до центру ксенолітів. Прояви асиміляції матеріалу ксенолітів, що супроводжувалися перетворенням вмісних рапаківіподібних гранітів у гібридні ферогеденбергіт-роговообманкові граносієніти, потребують подальших досліджень.

E-mail: leng@ukr.net, mitr@mail.univ.kiev.ua.

Вступ. Контакткову взаємодію складних плутонів рапаківі Українського щита (УЩ) з породами давнього кристалічного фундаменту досліджували В.І. Лучицький (1912), О.О. Полканов (1948), Ю.Ю. Юрк (1948), В.П. Бухарев (1970), К.П. Піскорська (1972), Л.І. Забіяка (1986) та ін. Розрізнені наукові публікації з цієї проблеми базуються на результатах петрографічних досліджень, більшість з яких полягала у виключно якісній характеристиці проявів контактової взаємодії, отже не відповідає сучасним аналітичним можливостям вивчення мінеральних парагенезисів та визначення умов їх формування. За даними [1, 2], на контакті гранітоїдів Коростенського плутону з гнейсо-мігматитами давньої "рами", розвинутими вздовж західної межі плутону, у вмісних породах розвинені лише біляконтакткові зони дроблення, облугування та окварцювання. У разі непорушеності контактів гранітів з по-

родами "рами" найчастіше відмічаються явища калішпатизації вмісних порід та розвиток у них мікропегматитових структур [1, 6]. При цьому через нерівномірність поширення фронту змін площа контакту стає нечіткою, вельми звивистою та може взагалі зникнути, перетворюючись на досить потужні (десятки — перші сотні метрів) зони частого чергування різною мірою змінених вмісних порід з аплітоїдними і дрібнозернистими фаціями рапаківіподібних гранітів. Подібний характер контактів з породами "рами" описаний також уздовж південного та південно-східного ендоконтакту Корсунь-Новомиргородського плутону [4].

Краще вивчено контакткову взаємодію рапаківі з контрастними за хімічним складом вмісними породами, представленими карбонатними та силікатно-карбонатними відмінами. Про контакткові роговики, скарни та лужні метасоматити у породах Ушомирського виступу складчастого фундаменту, розташованого у західній частині Коростенського плутону, пише [11]. Серед контактово-термальних порід опи-

© О.В. Грущинська, О.В. Митрохин,
О.В. Зінченко, О.В. Білан, 2010

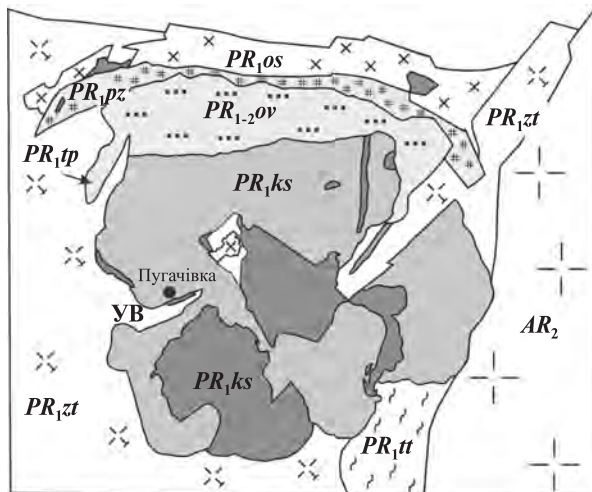


Рис. 1. Схема геологічної будови Коростенського плутону. Умовні позначення: PR_{ks} — граніти, анортозити та габроїди коростенського комплексу; PR_{zt} — граніти та мігматити житомирського комплексу; PR_{os} — граніти, гранодіорити та діорити осницького комплексу; PR_{pz} — граніти та метасоматити пержанського комплексу; PR_{tp} — вулканогенно-теригенні відклади топільнянської серії; PR_{1-2ov} — вулканогенно-теригенні відклади овруцької серії; УВ — Ушомирський виступ

Fig. 1. Schematic geological map of the Korosten pluton. Legend: PR_{ks} — granites, anorthosites and gabbroids of the Korosten complex; PR_{zt} — granites and migmatites of Zhytomyr complex; PR_{os} — granites, granodiorites and diorites of Osnytsk complex; PR_{pz} — granites and metasomatite of Perga complex; PR_{tp} — volcanic-terrigeneous rocks of Topilnya group; PR_{1-2ov} — volcanic-terrigeneous rocks of Ovruch group; UB — Ushomyr block

сані піроксен-плагіоклазові, піроксен-гранат-воластонітові та гранат-воластоніт-кальцитові роговики. Скарни представлені гросуляр-везувіановими різновидами, лужні метасоматити — піроксеновими мікроклінітами та егірнірибекіт-кварцовими породами. Контакткові роговики в зоні південно-східного контакту Коростенського плутону з породами тетерівської серії дослідили [5]. У екзоконтактовому ореолі рапаківіподібних гранітів описані кордіерит-гіперстен-плагіоклазові, гіперстен-діопсид-плагіоклазові, вапнисто-силікатні та плагіоклаз-кварцові роговики. Характер розповсюдження, умови залягання та петрографічні характеристики контактово-метаморфічних порід в оточенні Коростенського плутону узагальнені у роботі [9].

Слід зазначити, що вивчення контактних співвідношень плутонів рапаківі УЩ з породами "рами" значною мірою ускладнюється

недостатньою відслоненністю та звичайною тектонічною порушеністю контактів. Тому ідеальним об'єктом для дослідження явищ контактової взаємодії рапаківі з вмисними породами можуть бути ксеноліти порід "рами" [3].

Мета роботи — визначення можливості використання ксенолітів для виявлення та дослідження проявів контактової взаємодії інтрузій рапаківі з породами давнього кристалічного фундаменту і подальшого визначення петрологічних та фізико-хімічних умов такої взаємодії.

Умови залягання та петрографічна характеристика ксенолітів. Численні ксеноліти порід "рами" виявлені авторами у рапаківіподібних гранітах коростенського комплексу, розрізнені відслонення яких спостерігаються вздовж лівого берегу р. Уж біля с. Пугачівка в західній частині Коростенського плутону. У цьому районі гранітоїди коростенського комплексу облямовують Ушомирський виступ складчастого фундаменту, який глибоко вдається в тіло Коростенського плутону у східному напрямку (рис. 1). Залежно від прояву гіпергенних змін, рапаківіподібні граніти забарвлені в зеленувато-сірий, рожевий або буруватий колір. Вони мають нерівномірно-середньозернисту структуру з розміром зерен головних породоутворювальних мінералів 1–5 мм. Поодинокі вкраплення К-На польового шпату недосконало-овоїдної форми розміром 5–10 мм зазвичай є зростками кількох зерен. Крайові плагіоклазові оболонки навколо них макроскопічно не розрізняються. Темно-сірий кварц утворює звичайні для рапаківі ідіо- та субідоморфні ізометричні зерна розміром до 2 мм. Останні, локалізуючись між польовими шпатами, формують структуру, подібну до пітерлітової. Мікроструктура досліджуваних гранітів гіпідіоморфнозерниста гранулітова.

Мінеральний склад гранітів такий, %: К-На польовий шпат — 45–60, кварц — 20–25, плагіоклаз — 15–20, рогова обманка — 3–6, біотит — 1–2. В акцесорній кількості присутні ільменіт, циркон, апатит та ферогеденбергіт. Подеколи розвинені вторинні глинисті мінерали, серицит, актиноліт, грюнерит, ідингсит та боулінгіт. Кварц проявляє явний ідіоморфізм по відношенню до польових шпатів та мафічних мінералів. Натомість К-На польовому шпату більше властива неправильна форма зерен з пойкилітовими включеннями кварцу та плагіоклазу. Плагіоклаз місцями складає ядра вкраплень К-На польового шпату.

Останній зазвичай утворює неправильні зерна розміром 2—5 мм та їх агрегати. В агрегатах окремі індивіди розмежовуються дуже тонкими олігоклазовими каймами, але при цьому овоїдна морфологія їм не властива. Тонкі гіллясті мікропертити надають калішпату своєрідної "дактилоскопічної" будови. Двійниковання не характерне, лише подекуди у крайовій частині зерен з'являється розпливчаста мікроклінова ґратка. Численні вclusions мафічних мінералів та плагіоклазу обумовлюють мікропойкілітову мікроструктуру К-На польового шпату. За даними мікрозондового аналізу, калішпатована матриця має склад $Or_{79-86}Ab_{14-20}An_{0-1}$. Склад пертитів відповідає альбіту або альбіт-олігоклазу $Or_{1-2}Ab_{86-96}An_{2-12}$. Калішпат, як правило, незначно підлягає пелітизації.

Таблиця 1. Результати мікрозондового аналізу амфіболів з ксенолітів та вмисних гранітів

Table 1. Results of electron microprobe analysis of amphiboles from xenoliths and enclosing granites

Мінерал	Титан-калієвий гастингсит (граніт)			Титан-калієвий гастингсит (ксеноліт)	
	1	2	3	15	16
Точка аналізу					
	Ваг. %				
SiO ₂	36,05	36,51	36,68	38,05	38,49
TiO ₂	2,8	2,44	2,42	1,51	1,35
Al ₂ O ₃	6,24	6,32	6,29	6,45	6,07
FeO	36,99	36,94	37,25	35,04	35,08
MnO	0,5	0,2	0,26	—	0,11
MgO	2,25	2,15	1,73	2,85	3,04
CaO	12,43	12,52	12,62	13,21	13,59
Na ₂ O	1,13	1,41	1,2	1,46	0,89
K ₂ O	1,61	1,52	1,55	1,44	1,38
	Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню				
Ca	2,158	2,178	2,201	2,290	2,348
Na	0,355	0,444	0,379	0,458	0,278
K	0,333	0,315	0,322	0,297	0,284
Fe ³⁺	1,438	1,223	1,157	0,753	0,848
Fe ²⁺	3,575	3,793	3,914	3,989	3,882
Mg	0,544	0,520	0,420	0,687	0,731
Ti	0,341	0,298	0,296	0,184	0,164
Mn	0,069	0,028	0,036	—	0,015
Si	5,842	5,928	5,971	6,157	6,206
Al ^{IV}	1,192	1,209	1,207	1,230	1,154
Fe/Fe + Mg	0,902	0,906	0,924	0,873	0,866

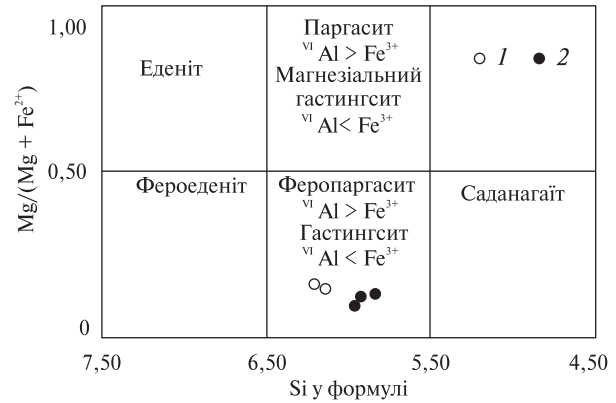


Рис. 2. Хімічний склад амфіболів: 1 — з вмисних гранітів, 2 — з ксенолітів

Fig. 2. Chemical composition of amphiboles: 1 — from enclosing granites, 2 — from xenoliths

Кварц формує характерні субідоморфні ізометричні зерна розміром 0,5—2 мм, частково або й повністю включені у К-На польовий шпат. Більшість з них мають лише фрагментарно розвинені кристалографічні грані, але наявні й ідоморфні кристали гексагонально-дипірамідального габітусу. Згасання кварцу змінюється від однорідного до слабохвилястого.

Плагіоклаз олігоклазового складу ($Or_{0-1}Ab_{80-86}An_{12-18}$), окрім пойкилітових включень у К-На польовому шпаті, утворює й самостійні табличчасті кристали розміром 0,5—1,5 мм. Властивою є зональність з тонкою розкислоною зовнішньою оболонкою. Внутрішні частини зерен плагіоклазу зазвичай деякою мірою серицитизовані.

Серед мафічних мінералів помітно переважають амфіболи. Найбільш розповсюджена темна коричнево-зелена гастингситова рогова обманка з коефіцієнтом залізистості $Fe/Fe + Mg = 0,90 - 0,92$ (табл. 1; рис. 2). Разом з іншими мафічними мінералами вона формує мікротакситові скупчення. Кристалізується у вигляді неправильних, а також дещо видовжених зерен розміром до 2 мм. Містить мікроскопічні ідоморфні включення ільменіту, циркону та апатиту, що надають їй пойкилітової будови. Зафіксовано також резорбовані включення клінопіроксену. Наявність характерних скупчень ґрюнериту, ідингситу та боулінгіту, що їх вміщує рогова обманка, свідчить про те, що раніше у досліджуваних гранітах був присутнім фаяліт.

Біотит поширений менше, ніж рогова обманка, та розподілений у край нерівномірно, в

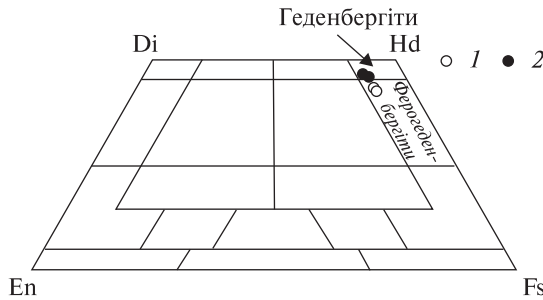


Рис. 3. Хімічний склад піроксенів: 1 — з вмисних гранітів, 2 — з ксенолітів

Fig. 3. Chemical composition of pyroxenes: 1 — from enclosing granites, 2 — from xenoliths

деяких шліфах він зникає. Представлений звичайною для формації рапаківі високозалізистою відміною з сильним плеохроїзмом від солом'яно-жовтого по *Np* до темно-коричневого, майже чорного, по *Ng*. Утворює неправильні, дещо сплюснені зерна розміром до 2 мм. Зазвичай асоціює з роговою обманкою.

Клінопіроксен також зустрічається не в усіх шліфах, часто відсутній. Має ферогеденбергітовий склад $Wo_{41-42}En_7Fs_{50-51}$ (табл. 2; рис. 3). Формує неправильні видовжені зерна розміром до 1,5 мм, має зеленуватий відтінок в одному ніколі та зазвичай характеризується тонкою діалоговою окремістю. Інколи клінопіроксен заміщений роговою обманкою або грюнеритом.

Крім давно відомих та відносно добре досліджених [7, 10] ксенолітів субплатформних метапсковиків пугачівської товщі, гранітоїди с. Пугачівка містять ксеноліти кристалічних порід давнього складчастого фундаменту Коростенського плутону, вивченню яких й присвячена ця стаття.

Серед відібраних нами для проведення дослідження ксенолітів найбільше біотит-польовошпатових кристалосланців. Це темно-сірі до чорного дрібнозернисті породи з чітко вираженою сланцюватою текстурою. Їх ксеноліти поширюються групами, насичуючі певні ділянки вздовж берегових урвищ р. Уж. Форма таких ксенолітів змінюється від неправильної заокругленої до еліпсоїдальної та сферичної. Розмір їх — від перших сантиметрів до 70 см. Сланцюватість обумовлена план-паралельною орієнтацією лусок біотиту. Наявність тонких прошарків, відмінних за ступенем меланократовості та зернистістю, виявляє також первинну дрібношарувату текстуру окремих ксенолітів. У деяких з них макроскопічно розріз-

нюються округлі меланократові "вічка" розміром до перших сантиметрів, що обумовлюють своєрідну такситову будову ксенолітів, яка місцями набуває вигляду уламкової.

Приконтактіві зміни ксенолітів та вмисних гранітів макроскопічно діагностуються погано. Місцями з боку граніту спостерігається тонка (1–3 мм) переривчаста меланократова кайма, збагачена на клінопіроксен та рогову обманку. У місцях насичення ксенолітами граніти виявляють ознаки асиміляції матеріалу ксенолітів. У шліфах це проявляється у вигляді збільшення вмісту мафічних мінералів за рахунок зменшення вмісту кварцу, що супроводжується переходом граніту у гібридний ферогеденбергіт-роговообманковий граносієніт. Крім того, під мікроскопом встановлюються докази контактвого впливу гранітоїдного розплаву на ксеноліти, які проявлені у формуванні новоутворених мінеральних парагенезисів у вузь-

Таблиця 2. Результати мікрозондового аналізу піроксенів з ксенолітів та вмисних гранітів

Table 2. Results of electron microprobe analysis of pyroxenes from xenoliths and enclosing granites

Мінерал	Ферогеденбергіт (граніт)		Геденбергіт (ксеноліт)	
	Точка аналізу 10	11	13	14
<i>Ваг. %</i>				
SiO ₂	41,67	41,24	42,92	42,24
TiO ₂	0,46	0,58	0,29	0,44
Al ₂ O ₃	0,94	0,74	1,37	1,07
FeO	31,93	32,88	29,91	29,5
MnO	0,56	0,73	0,28	0,34
MgO	2,57	2,57	2,61	2,76
CaO	21,36	21,07	21,79	23,28
Na ₂ O	0,52	0,19	0,84	0,36
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>				
Na	0,043	0,016	0,069	0,03
Ca	0,98	0,972	0,987	1,058
Mg	0,164	0,165	0,165	0,175
Mn	0,02	0,027	0,01	0,012
Fe ²⁺	1,144	1,184	1,057	1,047
Ti	0,015	0,019	0,009	0,014
Al	0,047	0,038	0,068	0,054
Si	1,785	1,775	1,814	1,792
<i>Мінали, %</i>				
Wo	42,5	41,4	44,5	46,2
En	7,1	7,0	7,4	7,6
Fs	50,4	51,6	48,1	46,2

кій (5–20 мм) периферійній зоні ксенолітів. Як правило, новоутворені мінеральні парагенезиси розподіляються концентрично-зонально та згідно до зовнішніх обмежень ксенолітів. Незгідне накладання новоутворених зон на первинну смугастість деяких ксенолітів не лишає сумнівів у контактово-метаморфічній природі цієї зональності.

Центральна частина ксенолітів звичайно складена практично незмінним біотит-польовошпатовим кристалосланцем. Незмінні кристалосланці характеризуються неоднорідною лепідогранобластовою мікροструктурою з розміром зерен породоутворювальних мінералів 0,1–1,0 мм, головні з яких плагіоклаз та біотит. Другорядні та акцесорні мінерали — К-На польовий шпат, кварц, монацит, апатит, циркон та ільменіт.

Плагіоклаз утворює зерна табличчастого габітусу розміром 0,2–0,5 мм. Полісинтетичні двійники зустрічаються рідко. Зерна плагіоклазу можуть формувати гранобластову мозаїчну мікροструктуру. Часто містять включення апатиту, циркону, ільменіту. По плагіоклазу

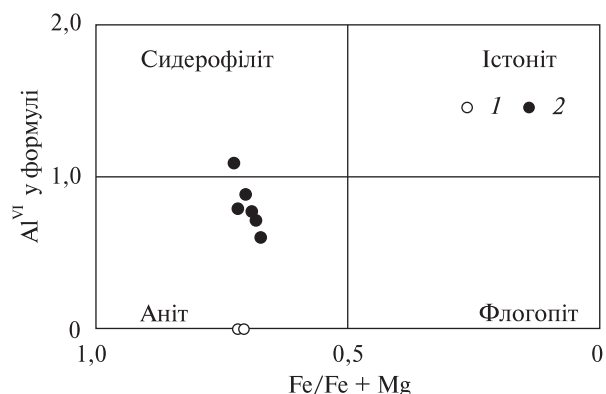


Рис. 4. Хімічний склад біотитів: 1 — новоутворені з прикортакової частини ксенолітів, 2 — з внутрішньої частини ксенолітів

Fig. 4. Chemical composition of biotites: 1 — neogenic from the near-contact part from xenoliths, 2 — from the internal part of xenoliths

слабко розвинена серицитизація. К-На польовий шпат утворює ізометричні таблички, інколи з обірваними краями, розміром до 0,6 мм. У деяких зернах проявлена пертитова будова, мікроклінова ґратка не властива. Біотит пред-

Таблиця 3. Результати мікрозондового аналізу біотитів з ксенолітів

Table 3. Results of electron microprobe analysis of biotites from xenoliths

Мінерал	Біотити зовнішніх зон ксенолітів		Біотити внутрішніх зон ксенолітів						
	Точка аналізу	17	18	2	3	7	8	9	14
<i>Ваг. %</i>									
SiO ₂		34,79	35,72	33,97	35,92	36,17	32,3	38,15	36,53
TiO ₂		5,01	5,08	1,93	1,6	1,46	1,68	1,56	1,61
Al ₂ O ₃		10,18	10,48	19,19	18,51	18,66	21,24	19,78	19,25
FeO		31,46	30,09	25,59	25,4	24,78	26,33	23,24	24,59
MnO		0,07	0,01	—	0,04	0,09	0,02	0,07	0,02
MgO		7,15	7,03	7,01	6,64	6,27	5,83	5,05	5,83
CaO		—	—	—	—	—	0,05	0,08	0,01
Na ₂ O		—	—	0,62	—	0,52	0,28	1,11	0,46
K ₂ O		11,34	11,61	11,69	11,9	12,04	12,27	10,96	11,69
<i>Формульні коефіцієнти на 22 атоми кисню</i>									
K		2,283	2,316	2,267	2,291	2,316	2,398	2,067	2,236
Na		—	—	0,183	—	0,152	0,083	0,318	0,134
Fe		4,153	3,936	3,254	3,207	3,126	3,375	2,874	3,084
Mg		1,682	1,639	1,589	1,494	1,410	1,332	1,113	1,303
Al ^{VI}		—	—	0,605	0,716	0,773	0,787	1,088	0,881
Ti		0,595	0,598	0,221	0,182	0,166	0,194	0,173	0,182
Mn		0,009	0,001	—	0,005	0,011	0,003	0,009	0,003
Si		5,492	5,587	5,165	5,422	5,456	4,950	5,641	5,478
Al ^{IV}		1,894	1,932	2,835	2,578	2,544	3,050	2,359	2,522
Fe/Fe + Mg		0,712	0,706	0,672	0,682	0,689	0,717	0,721	0,703

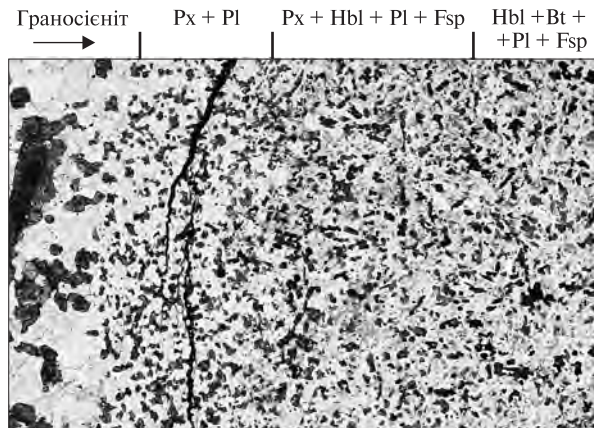


Рис. 5. Приконтатові зміни мінеральних парагенезисів у ксенолітах біотит-польовошпатових сланців Пугачівської ділянки під поляризаційним мікроскопом

Fig. 5. Near-contact change of mineral paragenesis in the biotite-feldspar xenoliths shales from Pugachivka region under polarizing microscope

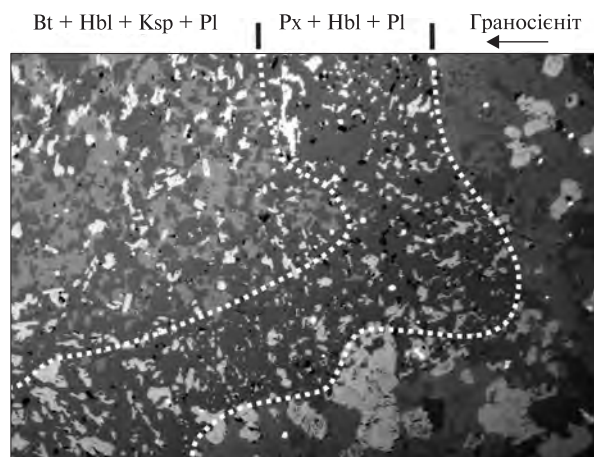


Рис. 6. Приконтатові зміни мінеральних парагенезисів у ксенолітах біотит-польовошпатових сланців Пугачівської ділянки під електронним мікроскопом

Fig. 6. Near-contact changes of mineral paragenesis in the biotite-feldspar xenoliths shales from Pugachivka region under raster electron microscope

ставлений жовто-коричневою відміною, з помітним плеохроїзмом. Утворює неправильні сплюснені зерна зі рваними краями розміром 0,2–0,7 мм. Місцями присутні також і більш досконалі пластинчасті зерна. Найменші зерна часто утворюють скупчення, але зі збереженням сланцюватості. За даними мікрозондового аналізу, залізистість біотитів у найменш змінених внутрішніх частинах ксенолітів: $Fe/Fe + Mg = 0,67–0,72$ (табл. 3; рис. 4).

Виконане нами петрографічне порівняння незмінених біотит-польовошпатових криста-

лосланців з породами тетерівської серії, що складають давній складчастий фундамент у західному оточенні Коростенського плутону, доводить їх цілковиту подібність. Останній факт вказує на місцеве "неглибинне" походження досліджуваних ксенолітів. Про це ж свідчать результати вивчення новоутворених мінеральних парагенезисів, сформованих у приконтатовій зоні ксенолітів під впливом гранітоїдного розплаву, які дають змогу оцінити *PT* умови контактового метаморфізму.

Новоутворені мінеральні парагенезиси ксенолітів. У приконтатовій частині досліджуваних ксенолітів встановлюється поява новоутворених контактово-метаморфічних мінералів — клінопіроксену, рогової обманки, шпінелі та біотиту. Нами виявлена більш-менш закономірна концентрично-зональна зміна високотемпературних мінеральних парагенезисів більш низькотемпературними у напрямку від краю до центра ксенолітів. Кількість таких локальних контактово-метаморфічних зон може коливатися від двох до п'яти (рис. 5, 6). Повний набір зон у напрямку від краю до центру ксеноліту (з поступовими переходами між ними) такий: 1 — піроксен-польовошпатовою; 2 — піроксен-амфібол-польовошпатовою; 3 — амфібол-польовошпатовою; 4 — амфібол-біотит-польовошпатовою; 5 — шпінель-біотит-польовошпатовою; 6 — незмінений біотит-польовошпатовий кристалосланець.

Піроксен присутній не у всіх ксенолітах. Зазвичай він тяжіє до зовнішньої вузької зони ксенолітів, де асоціює з калішпатом, плагіоклазом та інколи — роговою обманкою. Представлений виключно моноклінною відміною. В шліфах ледь помітно забарвлений у блідо-зеленуватий колір. Серед форм виокремлення переважають неправильні ізометричні, зрідка — видовжено-призматичні. Розмір зерен — 0,1–0,3 мм. Характерною є так звана діалогова окремість. Зерна клінопіроксену часто формують характерні ланцюжкові скупчення. За даними мікрозондового аналізу, хімічний склад клінопіроксенів у досліджуваних ксенолітах відповідає геденбергіту $Wo_{44-46}En_{7-8}Fs_{46-48}$ (рис. 3). Порівняно з ферогеденбергітами вмісних гранітів, вони менш залізисті, але більш кальцієві (табл. 2).

Рогова обманка поширена більше, ніж клінопіроксен. В одних випадках вона може складати зовнішню зону, в інших є незначно віддаленою від краю ксеноліту (разом з кліно-

піроксеном або без нього). Представлена гас-тингситовою відміною, забарвленою в зеленій колір, що плеохроює від бурувато- до жовто-зеленого кольору. Морфологічно розрізняються дві генерації рогової обманки: більші неправильні порфіробласти розміром 0,4–0,7 мм та дрібніші ізометричні та стовбчасті зерна розміром 0,2–0,3 мм. Інколи рогова обманка утворює реакційні кайми навколо зерен клінопіроксену. Хімічний склад рогових обманок з ксенолітів відповідає калієвому гасдингситу з $Fe/Fe + Mg = 0,86 - 0,87$ (рис. 2; табл. 1) і має ті ж особливості, що і склад піроксенів — у ксенолітах рогові обманки менш залістисті, але більш кальцієві, ніж у вмісних гранітах.

Використання амфібол-плагіоклазового геотермометра, запропонованого [12], дозволило оцінити температуру кристалізації: 832–871 °С — для ксенолітів та 875–925 — для вмісних гранітів. Натомість вміст глинозему в досліджуваних рогових обманках виявився ідентичним і, за геобарометрами [14, 16], відповідає тиску 1,7–2,8 кбар — для ксенолітів та 2–2,7 — для гранітів.

Шпінель наявна у всіх ксенолітах, але розподіл її нерівномірний. Найбільше збагачені шпінеллю ділянки роговиків з високим вмістом біотиту. Саме тут вона формує мікроскопічні скупчення (до 3–10), що локалізовані всередині польових шпатів або навколо зерен біотиту. Досліджена шпінель представлена доволі залістистою відміною з вмістом герцинітового міналу $X_{Grc} = 0,75 - 0,85$. У шліфах вона забарвлена в густий зелений колір. Утворює ізометричні округлі, рідше дещо витягнуті зерна розміром 0,05–0,06 мм, ізотропна.

Біотит локалізується у найбільш віддалених від контакту з вмісним гранітом зонах ксенолітів, асоціюючи з роговою обманкою, шпінеллю, плагіоклазом та калішпатом. Забарвлений у коричневий колір з чітким плеохроїзмом у коричнево-жовтих тонах. Зерна біотиту неправильної лускуватої форми розміром 0,1–0,5 мм містять мікроскопічні включення циркону та рудного мінералу. Інколи спостерігаються структури обростання біотитом зерен рогової обманки.

За даними мікрозондового аналізу (табл. 3), коефіцієнт залістистості $Fe/Fe + Mg$ новоутворених біотитів із зовнішніх зон ксенолітів становить 0,70–0,71. Порівняно з біотитами найменше змінених внутрішніх зон ксенолітів,

вони помітно більш титанисті та менш глиноземисті. Температура кристалізації біотитів, розрахована за геотермометром [13], дорівнює 753–754 °С — для зовнішніх зон ксенолітів та 513–588 — для внутрішніх.

K-Na польовий шпат розподілений у ксенолітах нерівномірно. У приконтактних зонах його стільки ж, скільки плагіоклазу. У напрямку від контакту кількість K-Na польового шпату різко збільшується, особливо у тих зонах, де повністю зникає клінопіроксен.

За даними мікрозондового аналізу, K-Na польові шпати не виявляють певних закономірностей зміни складу в залежності від відстані до вмісного граніту. Загалом їх склад незначно коливається в діапазоні $Or_{82-87}Ab_{12-13}$. K-Na польовим шпатам властива таблитчаста форма виокремлень з тонкою пертитовою будовою. У центральних частинах зерен простежується розвиток вторинних мінералів. Розмір зерен K-Na польового шпату змінюється від 0,2 до 0,4 мм.

Обговорення результатів та висновки. Виконані дослідження доводять принципову можливість використання ксенолітів для виявлення та подальшого дослідження проявів контактової взаємодії інтрузій рапаківі з породами "рами". У ксенолітах виявлені новоутворені контактово-метаморфічні парагенезиси піроксен- та амфібол-роговикової фацій, накладені на "первинні" парагенезиси епідот-амфіболітової фації регіонального метаморфізму.

Це підтверджує магматичне походження рапаківі, а також дозволяє оцінити *PT* умови кристалізації їх материнських розплавів на кінцевому етапі вкорінення. Контактна взаємодія магми рапаківі з вмісними породами відбувалася за температури 900 ± 25 °С та тиску 2–3 кбар. Отримані значення тиску є дещо меншими, ніж наведені раніше для гранітоїдів Малинського масиву рапаківі [8], що може свідчити про меншу глибину ерозійного зрізу Пугачівської ділянки.

Охарактеризована вище мікроскопічна зональність, що характеризується закономірною зміною високотемпературних мінеральних парагенезисів на низькотемпературні у напрямку від краю до центру ксенолітів, вказує на фізико-хімічну невірноваженість між виявленими контактово-метаморфічними зонами. Це свідчить про нетривалість контактової взаємодії між гранітоїдним розплавом та ксенолітом, що, разом з іншими даними, доводить

незначний перенос ксенолітів, тобто їх "місце" походження.

Неокисненість та дегідратованість контактово-метаморфічних парагенезисів у зовнішніх зонах ксенолітів, що безпосередньо контактують з вмісним гранітом, підтверджують

відновленість та недосиченість флюїдами магм рапаківі, як це припускає більшість сучасних петрологів [15]. Ознаки ж асиміляції матеріалу ксенолітів, проявлені у вмісних гранітах, потребують подальшого дослідження.

1. Бухарев В.П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. — 1970. — 30, вып. 5. — С. 82—86.
2. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1992. — 152 с.
3. 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.
4. Добрецова Т.Г., Шмураева Л.Я. Проявления контактового метаморфизма в ореоле Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви (Украина) // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. — Киев : Наук. думка, 1979. — С. 30—31.
5. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. — 1986. — 46, вып. 5. — С. 82—86.
6. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. — Львов : Вища шк., 1973. — 360 с.
7. Ланчик Т.Ю. Про ксеноліти пісковиків серед гранітів коростенського типу // Геол. журн. — 1950. — 10, вып. 3. — С. 64—67.
8. Митрохин А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрология Малинского массива рапакиви (Украинский щит) // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 2. — С. 66—81.
9. Митрохин О.В., Білан О.В., Грущинська О.В. Прояви контактового метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2009 (у друці).
10. Моляко В.Г., Зінченко О.В., Деревецька А.О. Фрагмент невідомої верствуватої товщі із гранітів Коростенського плутону // Доп. АН України. — 1993. — № 4. — С. 117—120.
11. Пискорская Е.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Волини : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1972. — 26 с.
12. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contribs Mineral. and Petrol. — 1990. — 104, No 1. — P. 208—224.
13. Henry D.J., Guidotti C.V. Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperatures effects, crystallochemical controls and petrologic applications // Amer. Miner. — 2002. — 87. — P. 375—382.
14. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Ibid. — 1987. — 72. — P. 231—239.
15. Ramo O.T., Naapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology. — 1994. — 52. — P. 129—185.
16. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contribs Mineral. and Petrol. — 1992. — 110. — P. 304—310.

Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, Київ

Надійшла 05.10.2010

РЕЗЮМЕ. Изложены результаты изучения ксенолитов, залегающих в рапакивиподобных гранитах западной части Коростенского плутона. Установлено, что все опробованные ксенолиты имеют местное "неглубинное" происхождение. Кроме давно известных и хорошо изученных ксенолитов субплатформенных метапесчаников пугачевской толщи, рапакивиподобные граниты Пугачевского участка содержат ксенолиты биотит-полевошпатовых кристаллосланцев тетеревской серии, слагающей древний складчатый фундамент в западном обрамлении Коростенского плутона. Продемонстрирована возможность использования таких ксенолитов для выявления и дальнейшего изучения явлений контактового взаимодействия интрузий рапакиви с породами "рамы". В ксенолитах обнаружены новообразованные контактово-метаморфические парагенезисы пироксен- и амфибол-роговиковой фаций, наложенные на "первичные" парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Изучена микроскопическая зональность с закономерной сменой высокотемпературных минеральных парагенезисов — более низкотемпературными в направлении от края к центру ксенолитов. Проявления ассимиляции материала ксенолитов, сопровождаемой переходом вмещающих рапакивиподобных гранитов в гибридные феррогенденбергит-роговообманковые граносиениты, требуют дополнительных исследований.

SUMMARY. The authors investigated xenoliths within the rapakivi granites occurring in the Pugachivka region located in the western part of the Korosten anorthosite-rapakivi-granite pluton. In this region granitoids of the Korosten complex are bordering with the Ushomyr block. The Ushomyr block is an ancient folded basement jutting deeply into the Korosten pluton eastwards. Comparison of the xenoliths sampled in granitoids of the Pugachivka region with the rocks that

border with the Korosten pluton showed that the studied xenoliths of local origin are not deep. Besides the well-studied xenoliths of subplatform metasediments of the Pugachivka suite the rapakivi granites of the studied region contain xenoliths of biotite-feldspar shales of the Teteriv group. The Teteriv group composes the ancient folded basement in the western frame of the Korosten pluton and it is widespread among the crystalline formation of the Ushomyr block. The paper demonstrates a possibility of using xenoliths to study the phenomena of contact interaction for the rapakivi intrusions with the framework rocks. In the xenoliths of the Pugachivka region the authors revealed newly formed contact-metamorphic paragenesis related to pyroxene-hornfels as well as amphibole-hornfels facies which put over primary paragenesis related to epidote-amphibolite facies of regional metamorphism. In the near-contact parts of the studied xenoliths the authors found the appearance of newly formed high-iron mafic minerals — hedenbergite clinopyroxene ($\text{Wo}_{44-46}\text{En}_{7-8}\text{Fs}_{46-48}$), hastingsite hornblende ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0.86-0.87$), annite biotite ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0.70-0.71$) and hercynite spinel ($X_{\text{Gr}} = 0.75-0.85$). Microscopic zonality with a regular high-temperature mineral assemblages was defined that are changed by low temperature ones in the direction from the edge to the center of the xenoliths. In the most complete cases the following zones were established with the gradual transitions between them: 1) hedenbergite-feldspar zone; 2) hedenbergite-hornblende-feldspar zone; 3) hornblende-feldspar zone; 4) hornblende-biotite-feldspar zone; 5) hercynite-biotite-feldspar zone; 6) unaltered biotite-feldspar shale. The use of amphibole-plagioclase geothermometer (Blundy and Holland, 1990) allowed to estimate the crystallization temperature of hornblende: 832–871 °C — for xenoliths and 875–925 °C — for the surrounding granites. However, the total aluminum contents in the studied hornblendes were identical. According to geobarometer (Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992) the values of pressure correspond to 1.7–2.8 kbar — for xenoliths and 2–2.7 kbar — for the surrounding granites. Crystallization temperature of biotites was calculated instrumentally by the geothermometer (Henry and Guidotti, 2002). The data is following: 753–754 °C — for the outer zones of xenoliths and 513–588 °C — for the internally zones of xenoliths. The manifestations of the xenolith material assimilation accompanied by transformation of enclosing rapakivi granites to hybrid ferrohedenbergite-hastingsite granosyenites will require additional research in the future.