

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.050>
УДК 549.02 (477.46)

А.Л. Ларіков, канд. фіз.-мат. наук, старш. наук. співроб.
E-mail: antonlrkv1@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-2955-494X>

О.В. Заяць, канд. геол. наук, наук. співроб.
E-mail: zaiats@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5011-029X>

М.М. Багмут, канд. геол.-мін. наук, пров. наук. співроб.
E-mail: bagmut@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0002-4309-4970>

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34

ЕПР ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЬОВИХ ШПАТІВ ІЗ ГРАНІТІВ РУСЬКОПОЛЯНСЬКОГО МАСИВУ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Досліджено спектри електронного парамагнітного резонансу монофракцій мікрокліну, плагіоклазу і альбіту з руськополянських гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону Українського щита. Отримані результати порівняно з результатами силікатного і рентгенофлуоресцентного аналізів. Показано, що структурні домішки Fe^{3+} у мікрокліні та плагіоклазі відображають вміст заліза у розплаві під час кристалізації граніту. Разом з тим неструктурні домішки Fe^{3+} й Mn^{2+} у досліджених монофракціях польових шпатів не виявляють кореляції зі структурними домішками Fe^{3+} та, імовірно, відображають накладені посткристалізаційні процеси. Співвідношення інтенсивностей ліній спектра Fe^{3+} у мікрокліні вказує на низькі температури впорядкування цього мінералу у всіх досліджених зразках граніту.

Ключові слова: електронний парамагнітний резонанс, польові шпати, домішки, упорядкування, Корсунь-Новомиргородський плутон.

Вступ. Польові шпати разом із кварцом складають основну частину гранітних порід. Однак вивчення цих мінералів у типових геологічних роботах часто обмежено петрографічними характеристиками. Проте польові шпати достатньо добре вивчено за допомогою багатьох сучасних методів. Огляд методів, які застосовують під час вивчення польових шпатів протягом кількох десятиріч, наведено в роботах [8, 9]. Найрозповсюдженішими серед них є рентгеноструктурний, електронно-мікроскопічний і мікронзондовий. Також польові шпати вивчали

за допомогою різних спектроскопічних методів, зокрема методів оптичної та інфрачервоної спектроскопії, ядерного гама-резонансу (месбауерівської спектроскопії), ядерного магнітного й електронного парамагнітного резонансу.

Усі ці методи дають змогу так чи інакше вивчати особливості кристалічної структури й елементного складу польових шпатів. Серед них метод електронного парамагнітного резонансу (ЕПР) надає інформацію про наявність парамагнітних домішок деяких перехідних елементів і радіаційних дефектів.

Цитування: Ларіков А.Л., Заяць О.В., Багмут М.М. ЕПР характеристики польових шпатів із гранітів Руськополянського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону (Український щит). *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 1. С. 50—58. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.050>

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2023. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Спотворення спектрів ЕПР відображає взаємодію парамагнітних центрів з іншими дефектами кристалічної структури польових шпатів. Огляд застосування методу ЕПР до вивчення польових шпатів здійснено в роботах [4, 8].

Значною перевагою методу ЕПР для вивчення польових шпатів із геологічних утворень є можливість отримання великої кількості характеристик за відносно простих процедур пробопідготовки й можливість працювати з порошкоподібними зразками. У цій роботі вивчено особливості спектрів ЕПР та їх інтенсивності у виділених монофракціях мікрокліну, альбіту і плагіоклазу. ЕПР дослідження польових шпатів із руськополянських гранітів виконано вперше. Раніше люмінесцентні особливості салічних мінералів руськополянських гранітів дослідила Т.А. Рокачук [7].

Метою статті було вивчення змін із глибиною ЕПР характеристик польових шпатів зразків граніту, відібраних зі св. № 8568 в Руськополянському масиві Корсунь-Новомиргородського плутону.

Геологія, петрографія і мінералогія руськополянських гранітів. Руськополянський масив розташований у північно-східній частині Корсунь-Новомиргородського плутону Українського щита. Ізотопний вік цирконів цього масиву, за даними уран-свинцевого методу, становить $1758 \pm 2,6$ млн рр. [5]. Геологічна характеристика рідкіснометалевих гранітів Руськополянського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону детально розглянута в роботах [1, 5, 6], а також у виробничих звітах *. Руськополянські рідкіснометалеві граніти належать до висококалієвих гранітів сублужної серії порід. Це високозалістисті граніти, які, порівняно із гранітами рапаківі цього плутону, мають підвищену окисність заліза. Дослідники ДП "Укрцентр-геологія" вважають, що, вірогідно, руськополянські гранітоїди є пізньою фазою граніто-

їдного магматизму Корсунь-Новомиргородського плутону (Воробей и др., 1984). Про це свідчать потенційна рудоносність, характерна рідкіснометалево-рідкісноземельна спеціалізація, висока інтенсивність аутометасоматичних змін у гранітах. Серед вторинних змін у руськополянських гранітах слід згадати окварцювання, гематитизацію, хлоритизацію, альбітизацію, карбонатизацію (деанортизація плагіоклазів із виділенням карбонатів), мікроклінізацію, біотитизацію [7].

Фахівці виділяють три етапи утворення і сім типів гранітів Руськополянського масиву — від дрібно- до великозернистих рапаківіподібних [1]. Також у межах масиву спостерігаються прояви великокристалічних пегматитів і жили альбітиту. Мінералого-петрографічну характеристику руськополянських гранітів наведено в роботі [5].

Салічні мінерали рапаківіподібних гранітів досліджено недостатньо. Попри різноманітні текстурні особливості досліджуваних гранітів, їхній мінеральний склад варіює незначно. Вміст породоутворювальних мінералів становить, %: мікроклін 40—60, плагіоклаз 10—20, кварц 20—30, біотит 1—5, рогова обманка — 1.

Мікроклін. Переважає у вкрапленниках і основній масі, представлений ксено- й гіпідіоморфними зернами з чітко проявленою мікрокліновою ґраткою, не характерною для калієвого польового шпату гранітів рапаківі корсунь-новомиргородського комплексу. Великі кристали мікрокліну мають прості двійники з тонкими, стрічкоподібними, розгалуженими пертитами, що складені здвійникованим альбітом, хоча раніше дослідники відзначали відсутність мікропертитів у кристалах мікрокліну руськополянських гранітів [7]. Вкрапленники мікроклін-пертиту вміщують пойкилопегматоїдні вrostки кварцу, а також пойкилітові включення біотиту й плагіоклазу. У породі наявні активні процеси мікроклінізації. Деякі зерна плагіоклазу майже повністю заміщені мікрокліном.

Плагіоклаз, за результатами мікрозондового аналізу, представлений альбітом і олігоклазом. Варіації складу плагіоклазу від An_{0-5} до An_{20} , спостерігається в основній масі і як пойкилітові включення неправильної форми. Плагіоклаз основної маси представлений най-

* Див., наприклад: Воробей А.И., Коломиец 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-XX (ю. п.), М-36-XXVI (с. п.) за 1980—1984 гг., № 39-80-78/46. Черкассы, 1984.

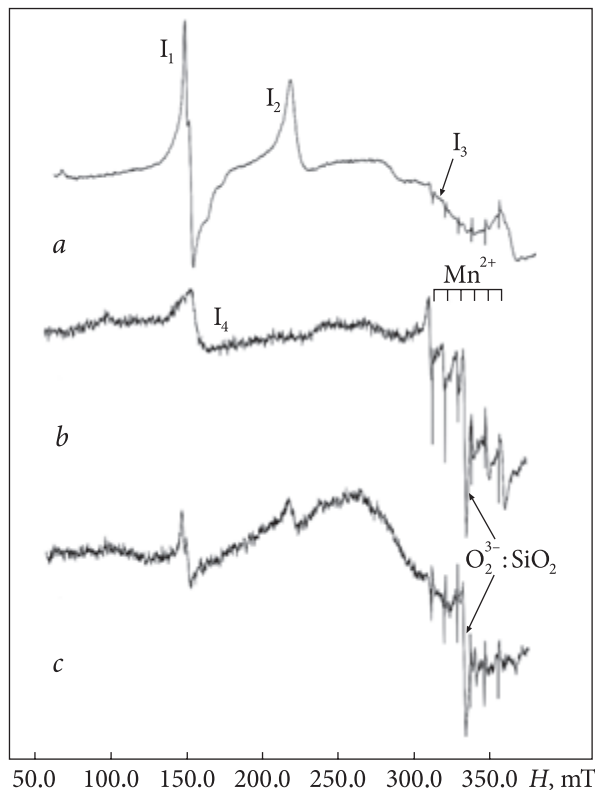


Рис. 1. Типові спектри ЕПР монофракцій: *a* — мікроклінової, *b* — плагіоклазової, *c* — альбітової. Пояснення у тексті

Fig. 1. Typical EPR spectra monofractions: *a* — microcline, *b* — plagioclase, *c* — albite. Explanation in the text

частіше ксеноморфними, гіпідіоморфними дрібними і середніми за розміром зернами олігоклазового складу, серицитизованими з тонкими полісинтетичними двійниками. У порфіроподібних гранітах іноді утворює великі ідіоморфні короткотаблитчасті кристали з ледь помітними двійниками. Дрібні зерна плагіоклазу мають зональну будову. Центральні частини зерен плагіоклазу серицитизовані та пелітизовані інтенсивніше за периферійні частини. Часто на межі з калішпатом олігоклаз обростає каймою полісинтетично здвійникованого альбіту. Окрім того, на границі мікрокліну й плагіоклазу дуже рідко з'являються дрібні мірмекітові вrostки кварцу, загальна кількість яких незначна.

Альбіт основної маси має ідіоморфні зерна з чіткими полісинтетичними двійниками і, можливо, є новоутвореним по мікрокліну в процесі альбітизації мінералом. Необхідно зазначити, що вторинні зміни інтенсивніше проявлені в плагіоклазі, ніж у мікрокліні.

Зразки і методики. Зразки керну для досліджень мікрокліну, плагіоклазу й альбіту відібрано зі св. № 8568, пробуреної ГРПП "Північгеологія" (2009) у південно-східній рідкіснометалевій частині Руськополянського масиву в районі с. Руська Поляна. Граніти розкриті свердловиною на глибині 139,1 м й представлені двома типами, різними за кольором і текстурними особливостями. В апікальній частині масиву на глибині 139,1—159,0 м розвинуті, в основному, рожеві дрібнозернисті граніти з невеликою кількістю дрібних порфіроподібних зерен мікрокліну. З глибини 159,0—160,0 м їх змінюють дрібно-, середньозернисті й порфіроподібні граніти рожевого кольору, які поступово переходять у сірі порфіроподібні біотитові й амфібол-біотитові граніти з різною насиченістю вкраплеників мікрокліну. На глибині 205,2—205,9 м спостерігається жила альбітиту, забарвлена в рожевий колір і на 95 % складена різнозернистим альбітом.

Для досліджень методом ЕПР з глибини 139,1—252,5 м із інтервалом опробування 1—1,5 м було відібрано 18 зразків масою ~0,3—0,75 кг. Виділення мономінеральних фракцій салічних мінералів здійснили у збагачувальній лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України. Для запису спектрів ЕПР було виділено на ситах фракцію 0,1—0,05 мм. Спектри записано на спектрометрі PE-1306 з довжиною хвилі 3 см за кімнатної температури. Потужність мікрохвильової енергії складала 5 міліват. Спектри записували в діапазоні магнітного поля 50—380 мТ.

Результати силікатного аналізу зразків зі св. № 8568 наведено в роботі [5].

Також було відібрано 94 проби для рентгенофлуоресцентного аналізу (РФА) приблизно такої маси, як для методу ЕПР. Аналіз було виконано на спектрометрі *ElvaX mini* в лабораторії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (аналітик О.В. Андреев) за еталонами SG-1a, BCR-1.

Для статистичної обробки даних і створення рисунків застосовано мову програмування та середовище R [10].

Спектри ЕПР польових шпатів досліджених проб. Типові спектри ЕПР для трьох ви-

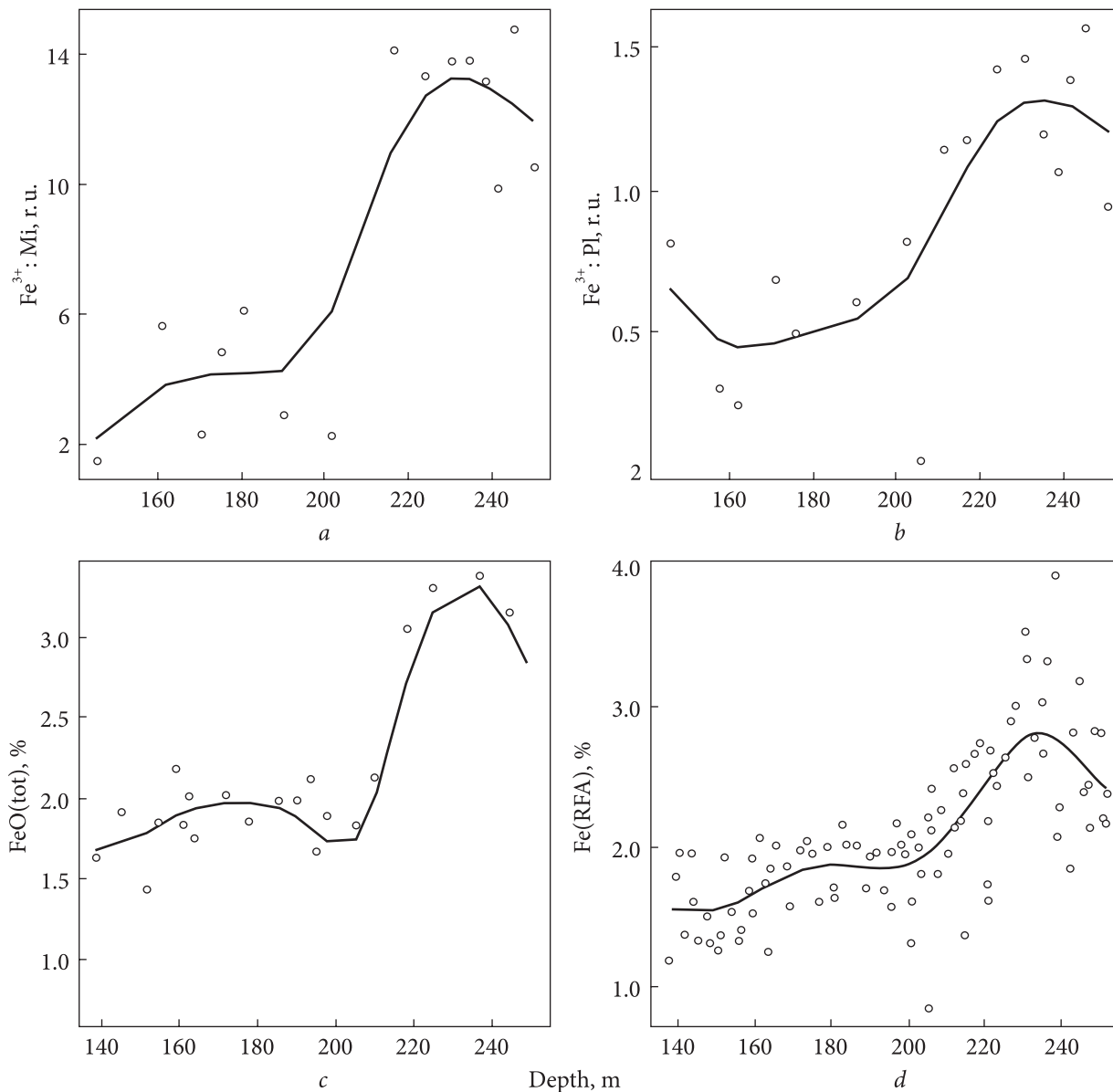


Рис. 2. Зміни з глибиною у св. № 8568: *a* — структурної домішки Fe^{3+} у мікрокліні; *b* — структурної домішки Fe^{3+} у плагіоклазі; *c* — загального заліза, за даними силікатного аналізу в роботі [1]; *d* — заліза, за даними РФА. Криві на графіках — сплайн-функції за п'ятьма сусідніми точками [10]

Fig. 2. Changes with depth for well No. 8568: *a* — structural Fe^{3+} impurity in microcline; *b* — structural Fe^{3+} impurity in plagioclase; *c* — total iron according to silicate analysis in the work [1]; *d* — iron according to X-ray diffraction. Curves on the graphs are spline functions built at five adjacent points [10]

ділених монофракцій показано на рис. 1. У спектрі мікроклінової монофракції (рис. 1, *a*) найбільше виділяються лінії з ефективним g -фактором (g_{eff}) 4,44, 4,36, 3,07, 1,84 від ізоморфної домішки Fe^{3+} , що описані в роботах [3, 4]. У цих роботах, виконаних за допомогою експериментів зі штучного розупорядкування мікрокліну, показано, що відношення амплітудної інтенсивності лінії I_2 (з $g_{eff} =$

$= 3,07$) до сумарної інтенсивності I_1 (пари ліній з $g_{eff} = 4,44$ та $4,36$) (I_2/I_1 згідно з позначеннями на рис. 1, *a*) віддзеркалюють ступінь упорядкованості розподілу іонів алюмінію в структурі мікрокліну. Взагалі збільшується ширина обох ліній, але завдяки більшій кутовій залежності лінії I_2 , вона чутливіша до структурних спотворень навколо іона Fe^{3+} . Максимальне значення цього співвідношен-

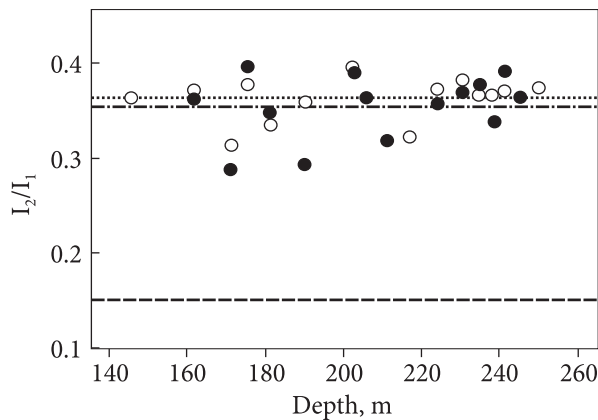


Рис. 3. Зміни з глибиною у св. № 8568 параметра I_2/I_1 (пояснення в тексті): біле коло — мікроклінова монофракція; зафарбоване коло — домішки мікрокліну в альбітовій монофракції

Fig. 3. Changes of parameter I_2/I_1 with depth for well No. 8568 (explanation in the text): white circles — microcline monofraction; painted circles — microcline impurities in albite monofraction

ня відповідає ситуації, коли всі іони алюмінію займають позицію $T_1(0)$, що відповідає низькому мікрокліну.

Також у спектрах мікроклінової монофракції спостерігається широка лінія I_3 (з $g_{eff} = 2,0$), обумовлена неструктурними домішками, що містять залізо [3, 4]. Ця лінія також присутня у спектрах двох інших монофракцій (I_3 на рис. 1, *a*). Група з шести ліній з $g_{eff} = 2,0$ та надтонким розщепленням ~ 9 мТ, що пов'язана з іоном Mn^{2+} , також присутня в усіх трьох монофракціях (рис. 1, *b*). На фоні цих шести ліній на спектрах спостерігаються шість вузьких ліній із протилежною фазою (по відношенню до досліджуваних ліній) від еталонного зразка Mn^{2+} у MgO , який ми використовували для визначення величини сигналів ЕПР.

Спектр Fe^{3+} плагіоклазової монофракції (I_4 на рис. 1, *b*) представлений лінією з $g_{eff} = 4,4$ і схожий на спектр олігоклазу, наведений у [3]. Також, як було зазначено вище, в спектрі є лінії неструктурного заліза і Mn^{2+} . Особливістю цієї монофракції є порівняно вузька лінія з $g_{eff} = 2,0$, яка, імовірно, пов'язана з домішками кварцу (центр O_2^{3-} на рис. 1, *b*, *c*).

Спектр альбітової монофракції (рис. 1, *c*), на відміну від даних [3, 4], не містить характерного спектра Fe^{3+} низького альбіту і складається з суперпозиції сигналів Fe^{3+} мікро-

кліну, O_2^{3-} кварцу і, як було зазначено вище, ліній неструктурного заліза й двовалентного марганцю.

Закономірності просторових змін ЕПР характеристик польових шпатів. Результати вимірювань сигналів ЕПР показано у таблиці. Інтенсивності сигналів наведено у відносних одиницях. Назви стовпців відповідають сигналам ЕПР на рис. 1. Також показані відношення I_2/I_1 для мікроклінової й альбітової монофракції. Порожні клітинки — монофракції, які не вдалось виділити зі зразків на цій конкретній глибині.

Як видно на рис. 2, концентрації центрів Fe^{3+} у мікрокліні й плагіоклазі виявляють таку саму загальну тенденцію з глибиною, як і дані силікатного аналізу щодо загального заліза ($FeO_{tot} = FeO + 0,9 \times Fe_2O_3$) та заліза з результатів РФА. Тобто, спостережена низька концентрація на меншій глибині і підвищена — на більшій. Стосовно даних силікатного аналізу окремо FeO та Fe_2O_3 , така контрастна зміна концентрацій не виявлена.

На рис. 3 показано зміну значення параметра I_2/I_1 з глибиною у свердловині для мікроклінової монофракції (хрестики) і домішки мікрокліну в альбітовій монофракції (зафарбовані кола). Дві горизонтальні лінії показують середні значення для цих двох груп точок — 0,392 та 0,386 відповідно. Як видно на рис. 3, це відношення не змінюється з глибиною, тобто температура стабілізації структури мікроклінів уздовж досліджуваної глибини мало змінювалась. Стандартне відхилення I_2/I_1 для мікроклінової монофракції становить 0,049, альбітової — 0,076. Більше значення останньої можна пояснити слабшими сигналами I_2 та I_1 (таблиця). У [3, 4] наведено значення $I_2/I_1 = 0$ для граніту рапаківі Корсунь-Шевченківського масиву. Він зовні схожий на руськополянські граніти і належить до Корсунь-Новомиргородського плутону. Для виділеної нами з цього граніту мікроклінової монофракції $I_2/I_1 = 0,15$ (пунктирна лінія на рис. 3).

Інтенсивність широкої лінії неструктурної домішки заліза в мікрокліновій монофракції майже не змінюється з глибиною. Однак для двох зразків на глибині 175,2 і 180,7 м спостерігається підвищення інтенсивності у 3—5 разів. Для цих двох зразків встановлено

синхронне підвищення інтенсивності сигналу від неструктурної домішки двовалентного марганцю. Однак цей сигнал повністю відсутній у зразках із дрібнозернистих гранітів верхньої частини свердловини. Лінії неструктурного заліза і двовалентного марганцю також присутні у зразках плагіоклазової й альбітової монофракцій, але їхня інтенсивність хаотично змінюється у достатньо широких межах і не дає корисної інформації.

Обговорення отриманих результатів. Як видно з рис. 2, загальний характер зміни концентрацій парамагнітного іона Fe^{3+} повторює характер зміни концентрації загального заліза за даними силікатного аналізу, наведеними в [1], та заліза за нашими даними рентгенофлуоресцентного аналізу. Водночас результати силікатного аналізу показали значну кореляцію вмісту загального заліза з титаном. Для зразків із св. № 8568 коефіцієнт кореляції $r = 0,90$ (23 зразка), а для всіх проаналізованих зразків із руськополянських

гранітів $r = 0,85$ (188 зразків). Вихідні дані для останніх було взято з роботи (Воробей и др., 1984). Також, за даними РФА (94 вимірювання), залізо має значну кореляцію з титаном ($r = 0,88$) і цирконієм ($r = 0,89$). Стійкий зв'язок із цими двома малорухливими елементами свідчить, що концентрація загального заліза в руськополянських гранітах сформувалась у ході кристалізаційного фракціонування і мало змінилась під час посткристалізаційних процесів. Тому можна припустити, що більша частина мікрокліну і плагіоклазу зберегла концентрації тривалентного заліза, що сформувались під час їх кристалізації з розплаву. Необхідно брати до уваги, що показані на рис. 2 сигнали ЕПР зумовлені іонами Fe^{3+} , які ізоморфно заміщують іони Al^{3+} у структурі мікрокліну і плагіоклазу. Зміна їхньої концентрації можлива тільки шляхом рекристалізації.

Як видно на рис. 3, коефіцієнт I_2/I_1 має середнє значення $\sim 0,4$, що, згідно з [3, 4],

Результати вимірювань сигналів ЕПР у монофракціях польових шпатів із св. № 8568

Results of EPR signal measurements in monofractions of feldspars from well No. 8568

Глибина, м	Мікроклін					Плагіоклаз				Альбіт					
	I_1	I_2	I_2/I_1	I_3	Mn^{2+}	I_4	Mn^{2+}	I_3	O_2^{3-}	I_1	I_2	I_2/I_1	Mn^{2+}	I_3	O_2^{3-}
145,0	2,86	1,24	0,43	2,27	0,00	1,09	0,61	2,70	4,95	1,49	0,67	0,45	1,77	3,13	4,43
145,4	1,51	0,55	0,36	5,25	0,00	0,81	0,37	2,69	3,35	—	—	—	—	—	—
148,0	2,64	1,11	0,42	2,45	0,00	1,43	0,83	2,97	5,44	2,09	0,89	0,43	2,28	3,35	3,19
150,0	2,32	1,03	0,44	3,03	0,00	1,74	0,24	3,45	7,22	1,56	0,32	0,21	2,58	3,96	3,02
152,0	1,90	0,97	0,51	2,05	0,00	0,92	0,76	2,63	4,83	1,29	0,71	0,56	2,45	3,14	3,47
156,0	2,87	1,35	0,47	1,92	0,00	1,32	0,76	2,65	9,72	2,07	0,98	0,47	2,59	2,08	4,27
157,3	2,57	1,14	0,44	2,65	0,00	0,30	0,96	2,83	3,13	2,00	0,88	0,44	2,26	2,71	2,11
159,1	1,62	0,74	0,46	1,55	0,00	1,27	0,73	3,58	6,55	1,61	0,76	0,47	2,26	2,52	2,47
161,5	5,62	2,08	0,37	4,72	0,97	0,24	0,50	1,00	1,44	2,95	1,07	0,36	1,46	4,41	1,06
170,7	2,31	0,73	0,32	3,33	0,48	0,69	1,02	3,12	5,57	0,86	0,25	0,29	0,58	2,00	1,47
175,2	4,82	1,82	0,38	11,79	2,26	0,50	1,83	3,05	3,17	0,99	0,39	0,40	1,16	3,53	1,31
180,7	6,11	2,05	0,34	9,18	1,73	—	—	—	—	1,39	0,48	0,35	1,05	3,13	1,16
190,0	2,92	1,05	0,36	4,22	0,84	0,61	1,60	2,80	2,62	1,42	0,42	0,29	1,78	4,51	1,26
202,0	2,29	0,91	0,40	4,61	0,36	0,82	0,86	2,60	3,04	1,28	0,61	0,47	1,28	3,14	2,80
205,5	—	—	—	—	—	0,05	0,23	1,76	2,39	1,00	0,36	0,36	0,25	2,32	2,02
210,9	—	—	—	—	—	1,15	1,40	2,58	2,87	8,52	2,73	0,32	0,36	4,39	1,00
216,6	14,09	4,54	0,32	3,83	0,17	1,18	0,02	4,93	2,97	10,73	3,83	0,36	2,11	6,59	2,12
224,0	13,28	4,96	0,37	4,16	0,36	1,43	0,40	4,06	4,78	7,03	2,51	0,36	0,52	3,76	1,00
230,3	13,72	5,26	0,38	4,45	1,09	1,47	2,11	3,45	2,29	6,82	2,51	0,37	1,44	4,91	0,86
234,5	13,81	5,07	0,37	4,49	0,93	1,20	1,31	4,30	3,29	6,56	2,47	0,38	1,20	5,28	0,81
238,3	13,17	4,84	0,37	5,17	0,92	1,07	1,33	4,02	2,76	6,92	2,35	0,34	1,23	5,40	1,17
241,2	9,86	3,66	0,37	4,91	1,07	1,39	2,07	3,61	4,32	4,81	1,88	0,39	1,65	4,75	0,89
245,0	14,77	5,41	0,37	4,34	0,86	1,57	1,29	3,30	3,26	8,12	2,98	0,37	1,23	4,07	0,86
250,0	10,58	3,97	0,38	5,38	1,04	0,94	2,03	3,98	2,94	6,26	2,80	0,45	2,64	5,26	1,98

відповідає температурі упорядкування, близької до мінімально можливої. Максимальні значення цього параметра 0,5, виявлені експериментально, відповідають температурі упорядкування 650 К. Мається на увазі впорядкування низького мікрокліну, коли практично всі іони Al^{3+} займають тетраедричну позицію $T_1(0)$. Для кінетики процесу впорядкування важлива наявність води та ОН-іонів [8], що призводить до збільшення швидкості впорядкування на декілька порядків. Згідно з ЯМР дослідженнями [4], вода у твердому розчині перебуває у гомогенному лужному польовому шпаті. Після утворення пертиту вона концентрується в зонах контакту мікрокліну й альбіту. Досліджений для порівняння мікроклін із граніту рапаківі Корсунь-Шевченківського масиву, дав результат $I_2/I_1 = 0,15$. Зразок із цього ж масиву, описаний у роботах [3, 4], мав $I_2/I_1 = 0$. Згідно з [2], граніти рапаківі утворюються з сухої магми.

Відсутність будь-яких сигналів ЕПР, властивих альбіту, не дає змоги дійти висновків стосовно впорядкованості цього мінералу у вивчених пробах. Присутність сигналів ЕПР Fe^{3+} від мікрокліну високої впорядкованості може свідчити про вrostки мікрокліну в альбіті. Можливо, альбітизація відбувалась по мікрокліну без зміни впорядкованості залишків останнього. Єдине, що можна сказати про альбітову монофракцію, це подібність спектрів домішки мікрокліну і спектрів мікроклінової монофракції (білі і зафарбовані кола на рис. 3).

На відміну від структурної домішки Fe^{3+} , у мікрокліні та плагіоклазі сигнали від неструктурних домішок, що містять іони Fe^{3+} та Mn^{2+} , не пов'язані з вмістом цих елементів у магмі під час кристалізації граніту. Такі домішки звичайно пов'язують із мікроскопічними частинками оксидів і гідрооксидів заліза на поверхні й у тріщинах породоутворювальних мінералів. Як було показано в [4], ці сигнали можуть бути дещо зменшені шляхом обробки монофракції соляною кислотою. Швидше за все, їхні концентрації є наслідком посткристалізаційних процесів. Так, синхронне підвищення сигналів Fe^{3+} та Mn^{2+} у декілька разів у двох зразках із глибини 175,2 та 180,7 м може бути пов'язане

із утворенням альбітитої жили на глибині 205,2 м.

Сигнали ЕПР від Mn^{2+} спостерігаються у всіх зразках досліджуваних польових шпатів. Інтенсивність цих сигналів дещо більша для плагіоклазів. У роботі [4] у монокристалах олігоклазу зафіксовано входження Mn^{2+} у структуру з можливою заміною іона Ca^{2+} в аортитовій складовій. Дослідження цієї частини спектра не входило у завдання нашого дослідження. Але наявність сигналів у всіх трьох досліджуваних мінералах дає підстави для припущення, що цей сигнал належить домішкам карбонатів кальцію або магнію, що пов'язані зі вторинними посткристалізаційними змінами гранітів.

Із трьох проаналізованих монофракцій найкорисніша інформація була отримана з мікроклінової. Можна припустити, що вона мала деякі домішки альбіту, який не додавав сигналів у спектри ЕПР. Наявність пертитових структур робить неможливим повне розділення мікрокліну й альбіту. Також неможливо повністю розділити плагіоклаз і кварц, питома вага якого 2,65 потрапляє у діапазон виділення плагіоклазу 2,62—2,68. Особливо у випадку досліджених порід, у яких плагіоклаз містить незначну частку аортитової складової.

Висновки. На основі викладеного вище можна дійти таких висновків:

1. Характер розподілу структурної домішки Fe^{3+} у мікрокліні і плагіоклазі досліджених проб вказує, що більша маса цих мінералів сформувалась у ході кристалізації гранітів і була збережена під час посткристалізаційних процесів.

2. Значення параметра I_2/I_1 спектра заліза у структурі мікрокліну вказує на присутність у магмі достатньої кількості води, що забезпечує високий ступінь упорядкування цього мінералу.

3. Посткристалізаційні процеси відповідають за розподіл неструктурних домішок, що містять іони Fe^{3+} та Mn^{2+} у досліджених монофракціях польових шпатів.

4. Застосована методика розділення на монофракції польових шпатів дає найкращі результати для мікрокліну. Для кислих порід розділення плагіоклазу і кварцу потребує додаткової обробки, наприклад повторної флотації.

ЛІТЕРАТУРА

1. Заяць О.В., Ларіков А.Л., Сьомка Л.В., Кошелєв О.В. Геохімічні особливості й типізація рідкіснометалевих руськополянських гранітів корсунь-новомиргородського комплексу. *Мінерал. ресурси України*. 2012. № 4. С. 18—22.
2. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург: Наука, 2011. 402 с.
3. Матяш И.В., Багмут Н.Н., Литовченко А.С., Прошко В.Я. Об использовании данных ЭПР Fe³⁺ при изучении структурных особенностей щелочных полевых шпатов. *Мінерал. журн.* 1981. 4, № 3. С. 76—80.
4. Матяш И.В., Литовченко А.С., Багмут Н.Н., Прошко В.Я. Радиоспектроскопия полевых шпатов. Киев: Наук. думка, 1981. 112 с.
5. 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.
6. Шеремет Е.М., Панов Б.С., Коломиец Г.Д. Редкометалльные лейкограниты в районе Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1989. № 3. С. 32—34.
7. Щербakov И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
8. Smith J.V., Brown W.L. Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties. Springer Berlin Heidelberg, 1988. Vol. 1. 846 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>
9. Smith J.V. Feldspar Minerals. Chemical and Textural Properties. Springer Berlin Heidelberg, 1974. 690 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-65743-6>
10. R Core Team R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, 2018. Austria. URL: <https://www.R-project.org/> (дата звернення: 12.12.2022).

Надійшла 07.06.2022

REFERENCES

1. Zaiats, O.V., Larikov, A.L., Somka, L.V. and Kosheliev, O.V. (2012), *Mineral resources of Ukraine*, No. 4, pp. 18-22 [in Ukrainian].
2. Larin, A.M. (2011), *Rapakivi granites and related rocks*, Nauka, St. Petersburg, 402 p. [in Russian].
3. Matyash, I.V., Bagmut, N.N., Litovchenko, A.S. and Proshko, V.Ya. (1981), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 4, No. 3, Kyiv, UA, pp. 76-80 [in Russian].
4. Matyash, I.V., Litovchenko, A.S., Bagmut, N.N. and Proshko, V.Ya. (1981), *Radiospectroscopy of feldspars*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 112 p. [in Russian].
5. Ponomarenko, O.M., Zaiats, O.V., Bezvynnyi, V.P. and Dovbush, T.I. (2011), *Geochemistry and Ore Formation*, Vol. 30, Kyiv, UA, pp. 18-26 [in Ukrainian].
6. Sheremet, E.M., Panov, B.S. and Kolomiets, G.D. (1989), *Dokl. AN USSR. Ser. B*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 32-34 [in Russian].
7. Shcherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian Shield*, ZUKC publ., Lvov, UA, 366 p. [in Russian].
8. Smith, J.V. and Brown, W.L. (1988), *Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*, Springer Berlin Heidelberg, Vol. 1, 846 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>
9. Smith, J.V. (1974), *Feldspar Minerals. Chemical and Textural Properties*, Springer Berlin Heidelberg, 690 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-65743-6>
10. (2018) *R Core Team R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL: <https://www.R-project.org/> (Last accessed: 12.12.2022).

Received 07.06.2022

A.L. Larikov, PhD (Physical and Mathematical), Leading Researcher
E-mail: antonlrkv1@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-2955-494X>

O.V. Zaiats, PhD (Geology), Researcher Fellow
E-mail: zaiats@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5011-029X>

M.M. Bagmut, PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher
E-mail: bagmut@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0002-4309-4970>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

EPR CHARACTERISTICS OF FELDSPARS
FROM GRANITES OF RUSKA POLYANA MASSIF
OF KORSUN-NOVOMYRHOROD PLUTON (UKRAINIAN SHIELD)

The electronic paramagnetic resonance spectra of microfractions of microcline, plagioclase and albite from the Ruska Polyana granites of the Korsun-Novomyrhorod pluton located in the Ukrainian Shield were measured. The results are used together with chemical and X-ray fluorescence analyzes to study the nature of Fe and Mn in the feldspars. It is shown that structural Fe³⁺ in the microcline and plagioclase reflect the iron content in the melt during crystallization of the granite. At the same time, nonstructural impurities of Fe³⁺ and Mn²⁺ in the feldspar monofractions, which are part of hydroxides and carbonates along grain boundaries, do not show correlations with structural impurities of Fe³⁺ replacing Al³⁺ ions in microcline and plagioclase, and presumably reflect postcrystallization processes. The ratio of the intensities of the Fe³⁺ epr lines in the spectra of microcline indicates that its ordering temperatures are close to 670 K for all studied samples.

Keywords: electronic paramagnetic resonance, feldspars, impurities, ordering, Korsun-Novomyrhorod pluton.