

## **ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ТА ІЗОТОПНИЙ ВІК РУСЬКОПОЛЯНСЬКИХ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ГРАНІТІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

**О.М. Пономаренко<sup>1</sup>, О.В. Заяць<sup>1</sup>, В.П. Безвинний<sup>2</sup>, М.М. Циба<sup>2</sup>, Т.І. Довбуш<sup>1</sup>**

*1. Інститут геохімії мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,  
03680, просп. Палладіна, 34, Київ, Україна*

*e-mail:olga\_zaiats@rambler.ru*

*2. ПДРГП "Північгеологія",  
02088, пров. геофізиків 10, Київ, Україна*

Розглянуто мікроструктури, мінералогічний та хімічний склад метасоматично змінених рідкіснометалевих гранітів, розвинутих у південно-східній частині Руськополянського масиву. За деякими структурними та більшістю петрохімічних особливостей руськополянські граніти виявились подібними до гранітів рапаківі корсунь-новомиргородського комплексу. За допомогою класичного ізотопного уран-свинцевого методу встановлено час кристалізації цирконів із рідкіснометалевих гранітів Руськополянського масиву. За результатами радіогеохронологічних досліджень, вік водяно-прозорих видовжено-призматичних кристалів циркону, відібраних із неелектромагнітної фракції цих порід, становить  $1758 \pm 2,6$  млн років, що відповідає віку більшості порід Корсунь-Новомиргородського плутону.

**Вступ.** Рідкіснометалеві граніти Українського щита завершують етап протерозойської тектономагматичної активізації. Вони відомі у трьох геоблоках – Північно-Західному, Інгульському та Приазовському. За походженням їх поділяють на два типи [7]. До першого належать граніти, що мають просторовий та генетичний зв'язок з плутонами рапаківі. До другого – граніти формації сублужних лейкогранітів та аляскітів, які не мають видимого зв'язку з плутонами.

Руськополянські рідкіснометалеві граніти належать до першого формаційного типу, оскільки пов'язані з рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону [7]. Вивченням Руськополянського масиву в різний час займались Т.О. Рокачук, Є.М. Шеремет, Д.Ф. Володін, В.К. Рябчун, Г.М. Карпов, Ю.Н. Савельєв та інші геологи. Найдетальніше дослідження виконано у 1980-х роках Черкаською експедицією під керівництвом В.І. Вороб'я. Але через відсутність відслонень даний масив до тепе-

рішнього часу недостатньо вивчений, а на його генезис існують різні точки зору.

Приналежність масиву до Корсунь-Новомиргородського плутону підтверджується тим, що масив знаходиться в його межах і вміщує габронорити та анортозити. Абсолютний вік дрібнозернистих аплітоподібних гранітів масиву визначений за допомогою калій-аргонового методу і складає 1450–1320 млн років [8]. З іншого боку відсутність достовірних даних щодо уран-свинцевого датування робить віднесення масиву до корсунь-новомиргородського комплексу сумнівним [1]. Інші автори вважають, що руськополянські граніти – це метасоматично перероблені фації тих же рапаківі [10]. Так, за результатами люмінесцентних досліджень показано, що руськополянські граніти підлягали переробці під впливом пізніх процесів – калішпатизації та окварцювання [10]. Граніти частково успадковують мінеральний склад рапаківі, а також, частково, — їх геохімічні особливості.

**Метою роботи** було уточнення походження, віку та мінералогічних особливостей руськополянських гранітів, а також їх спорідненості з гра-

© О.М.Пономаренко, О.В. Заяць,  
В.П. Безвинний, М.М. Циба, Т.І. Довбуш, 2011

## Особливості речовинного складу та ізотопний вік руськополянських рідкіснометалевих гранітів

нітами рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Детальне вивчення речовинного складу рідкіснометалевих гранітів південно-східної частини масиву та визначення їхнього ізотопного віку за допомогою уран-свинцевого методу за цирконами проводили за керновим матеріалом свердловини 8568, пробуреної ПДРГП "Північгеологія" в південно-східній частині масиву, на 3 км східніше с. Руська Поляна.

**Головні риси геологічної будови Руськополянського масиву.** Масив розташований у північно-східному ендоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону, поблизу села Руська Поляна. Він витягнутий на 40 км у північно-західному напрямку та розширюється у північному напрямку від 3 км до 12 км. Руськополянські граніти відокремлені від анортозитового масиву Руськополянським розломом та вміщують габро-анортозити. На півдні та сході масив контактує з гнейсами чечелівської світи та містить їх ксеноліти. Породи масиву представлені різними за структурою та складом гранітами: порфіроподібними різновидами з різною кількістю вкраплеників калієвого польового шпату та рівномірнотзернистими гранітами від дрібно- до гігантотзернистих. Їх перетинають дрібнозернисті аплітоподібні граніти, апліт-пегматити та пегматити. Порфіроподібні граніти утворюють смугу завдовжки до 16 км та завширшки від 1–1,5 км (північно-західна частина масиву) до 6 км. За складом руськополянські граніти – біотитові, зрідка – амфібол-біотитові, іноді досягають складу граносієнітів [10]. У південно-східній частині масиву розвинуті метасоматично змінені граніти рапаківі з рідкіснометалевою-рідкісноземельною мінералізацією, які були встановлені В.І. Вороб'єм. Він виділив низку фаз і фацій метасоматично змінених гранітів, серед яких слід відмітити граніти: 1) осьових (тилових) зон калієвого та калій-натрового метасоматозу; 2) передового фронту калієвого метасоматозу за рахунок вмісних гранітів рапаківі; 3) частково гранульовані та перекристалізовані, що зберегли порфіроподібну структуру та дрібно-середньо-крупнозернисту будову основної маси вихідних гранітів рапаківі.

**Методика досліджень.** Мінерало-петрографічні особливості порід вивчено під поляризаційним мікроскопом у прозорих шліфах у прохідному світлі. Хімічний склад мінералів із гранітів визначено за допомогою растрового електронного мікроскопу *JSM-6700F*, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу *JED-2300* ("JEOL", Японія), в Інституті геохімії мінералогії та рудоутво-

рення (ІГМР) ім. М.П. Семененка НАН України (аналітик Ю.О. Литвиненко). Хімічний склад порід за методом повного силікатного аналізу визначено в центральній лабораторії ПДРГП "Північгеологія" аналітиками Л.В. Наливайко та Г.І. Любомською.

Датування кристалів цирконів із руськополянських гранітів здійснено за класичним U-Pb ізотопним методом в ІГМР ім. М.П. Семененка. Хімічну підготовку наважок циркону виконано за стандартною методикою [9]. Ізотопні дослідження урану та свинцю проведено на багатоколекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT (аналітик О.Б. Висоцький), математичну обробку експериментальних даних – за програмою *PB DATE ISO-PLOT*. Похибки визначення віку наведені за  $2\sigma$ .

Для визначення мінеральних фаз у породі застосовано рентгено-фазовий аналіз (ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України). Рентгенодіфракційний аналіз проб з глибини 141,6–143,0, 143,5–145,0 та 162,5–162,9 м виконано на дифрактометрі ДРОН-2 (мідне випромінювання,  $\text{CuK}_\alpha = 1,5418 \text{ \AA}$ ). 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).

**Мінерало-петрографічна характеристика руськополянських гранітів.** Руськополянський масив розкрито свердловиною на глибині 137 м. Він представлений рожево-сірими та темно-сірими гранітами масивної текстури. Згідно з класифікацією руськополянських гранітів В.І. Вороб'я, свердловиною розбурено 2 типи гранітів. В апікальних частинах масиву спостерігаються граніти осьових зон калієвого та калій-натрового метасоматозу. З глибиною вони переходять у другий тип – граніти частково гранульовані перекристалізовані, що зберегли порфіроподібну структуру та дрібно-, середньо-, крупнозернисту будову основної маси вихідних порід. Перший тип представлений дрібнозернистими мусковіт-біотитовими гранітами, що поступово переходять в дрібнопорфіроподібні з розміром виділень лужного польового шпату до 15 мм та розміром зерен основної тканини до 2,5 мм. Другий тип – це граніти біотитові та амфібол-біотитові дрібно- та середньопорфіроподібні із різною насиченістю вкраплениками мікрокліну. Розмір порфіроподібних виділень мікрокліну коливається від 5 до 15–20 мм. Форма їх найчастіше призматична, справжні овоїди – рідкісні.

Пономаренко О.М., Заяць О.В., Безвинний В.П., Циба М.М., Довбуш Т.І.

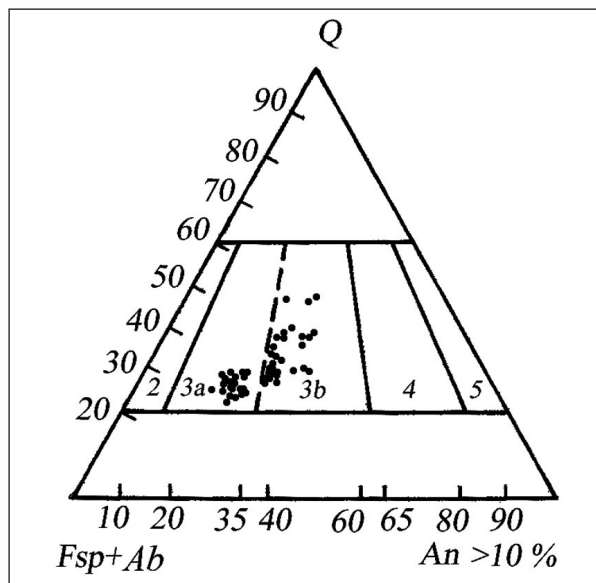


Рис. 1. Мінеральний склад руськопольянських гранітів (49 проб) на діаграмі А. Штрекайзена (1975) [2], 2 – лужнопольовошпатовий граніт, 3 – граніт, 4 – гранодіорит, 5 – плагіограніт, тоналіт

В окремих випадках спостерігаються жили апліто-подібних гранітів, що повністю позбавлені порфіроподібних вкраплеників мікрокліну, а також жили альбітиту. Особливістю гранітів є поява кварцу лілового забарвлення, характерного для пержанських гранітів. Такий кварц вважається низькотемпературним метасоматичним мінералом [10]. Біотит у породі утворює рівномірно розподілені дрібні лусочки, зрідка – скупчення кристалів. Як акцесорні присутній флюорит, іноді у вигляді великих кристалів, густо забарвлених у фіолетовий колір.

В результаті мікроскопічного дослідження з'ясовано, що мінеральний склад біотитових гранітів з глибиною суттєво не змінюється. На глибині перших десятків метрів проявлена мусковітизація, глибині 212,5–237,0 м у шліфах зафіксована рогова обманка. Мінеральний склад змінюється незначно, головними породоутворювальними мінералами є, %: мікроклін – 40–60, плагіоклаз 10–20, кварц 20–30, біотит 1–5, рогова обманка – 1 %, (рис. 1).

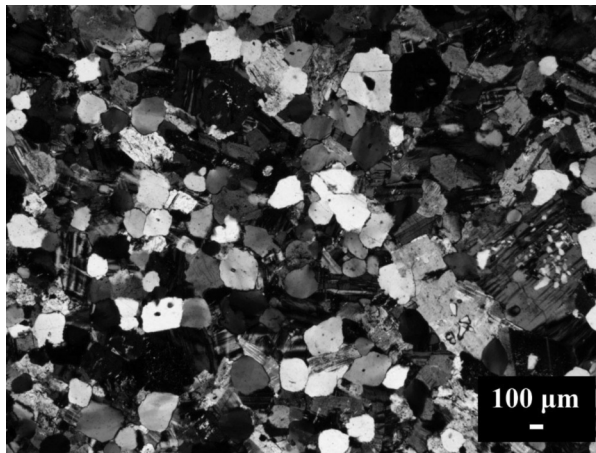


Рис. 2. Аплітова структура з ідіоморфним кварцом. Гл. 153,5 м. Схрещені ніколі

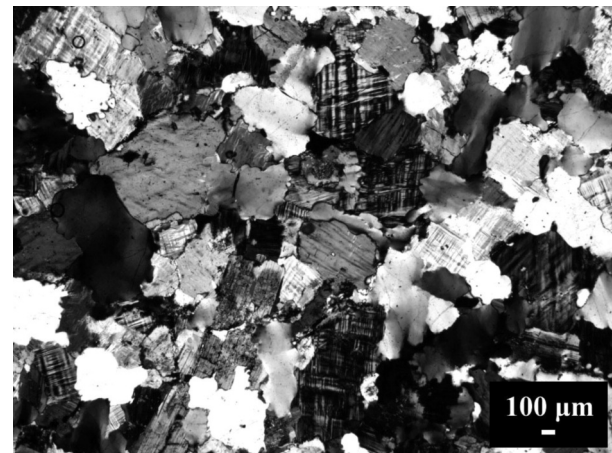


Рис. 3. Аплітова структура. Ксеноморфні зерна польових шпатів та кварцу. Гл. 200,5 м. Схрещені ніколі

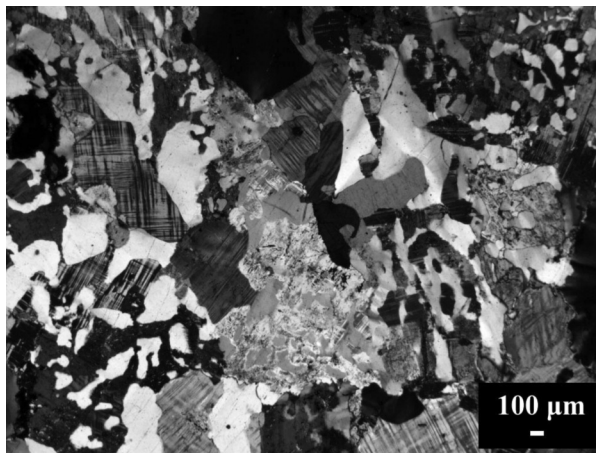


Рис. 4. Пойкіло-пегматитова структура. Кварц пронизує польові шпати. Гл. 153,4 м. Схрещені ніколі

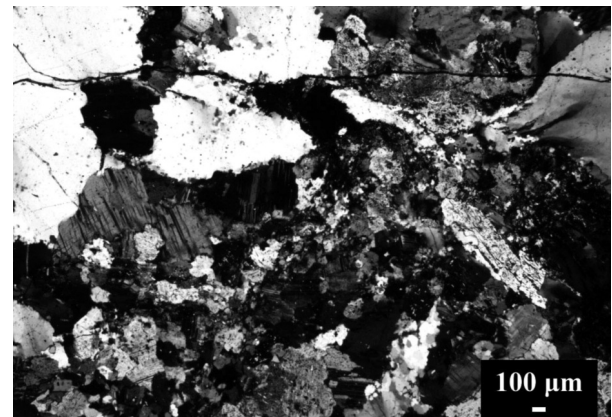


Рис. 5. Катаклаз. Ділянки роздробленого дрібнозернистого кварц-польовошпатового матеріалу чергуються з ділянками більш крупнозернистих мінералів. Гл. 209,5 м. Схрещені ніколі

## Особливості речовинного складу та ізотопний вік руськополянських рідкіснометалевих гранітів

Акцесорні мінерали – флюорит, циркон, апатит, подеколи присутні вторинні серицит, глинисті мінерали, гематит, кальцит, хлорит.

Досліджуваним породам властиві різноманітні структури [4]. Дрібно- та середньозернисті граніти найчастіше є ксеноморфнозернистими, рідше гіпідіоморфнозернистими з елементами аплітової структури, де кварц інколи набуває ідіоморфних обрисів (рис. 2, 3).

Породам, що вміщують великі кристали мікрокліну, притаманна порфіроподібна структура з підпорядкованим значенням пойкилопегматитової (рис. 4). Загалом польові шпати, особливо більші кристали, найчастіше ідіоморфніші за темноколірні мінерали, що утворюють переважно ксеноморфні зерна.

Граніти зазнали слабкого катаклазу. Перекристалізовані дрібні зерна кварцу, що заліковують тріщини в мінералах та облямовують більші зерна кварцу, свідчать про незначні катакластичні процеси. Також його ознаки характеризуються одночасною присутністю ділянок породи, що не зазнали катаклазу та ділянок роздрібненого матеріалу з неправильною формою зерен та хвилясто-блоковим згасанням кварцу в схрещених ніколях (рис. 5).

В руськополянських гранітах спостерігається складне співвідношення між салічними мінералами, а накладені метасоматичні процеси альбітизації, мікроклінізації та окварцювання ускладнюють їхній аналіз.

*Мікроклін.* Переважно мікроклін у вкрапленнях та основній масі представлений ксено- та гіпідіоморфними зернами з чітко проявленою мікрокліновою ґраткою, не характерною для гранітів рапаківі корсунь-новомиргородського комплексу, де різко переважає оптично гомогенний калієвий польовий шпат. Великі кристали мікрокліну утворюють прості двійники (рис. 6) з тонкими, стрічкоподібними, розгалуженими пертитами, що складені здвійникованим альбітом. Попередні дослідники відмічають відсутність мікропертитів у кристалах мікрокліну руськополянських гранітів [10]. Вкрапленники мікроклін-пертиту вміщують пойкилопегматоїдні вrostки кварцу, а також пойкилітові включення біотиту та плагіоклазу. Помітні процеси активної мікроклінізації, окремі зерна плагіоклазу майже повністю заміщені мікрокліном (рис. 7).

Вторинні зміни інтенсивніше проявлені у плагіоклазі, ніж у мікрокліні.

*Плагіоклаз.* За результатами мікрозондового аналізу встановлено, що плагіоклаз представлений альбітом та олігоклазом (табл. 1). Варіації складу

плагіоклазу від  $An_0$  до  $An_{20}$ , він спостерігається в основній масі й у вигляді пойкилітових включень неправильної форми. Плагіоклаз основної маси представлений найчастіше ксеноморфними, гіпідіоморфними дрібними та середніми за розміром серицитизованими зернами олігоклазового складу з тонкими полісинтетичними двійниками. У порфіроподібних гранітах він іноді утворює великі ідіоморфні короткотаблитчасті кристали з ледь помітними двійниками. Дрібні зерна плагіоклазу мають зональну будову. Центральні частини зерен плагіоклазу серицитизовані та пелітизовані інтенсивніше, ніж периферійні. Часто на межі з калішпатом олігоклаз обростає каймою полісинтетично здвійникового альбіту (рис. 8). На межі мікрокліну та плагіоклазу зрідка з'являються дрібні мірмекітові вrostки кварцу.

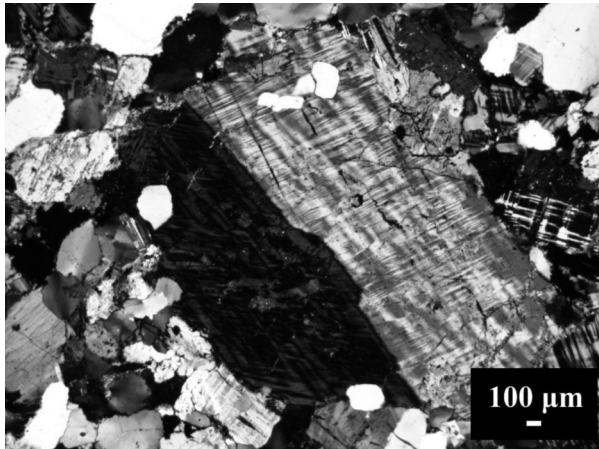
Альбіт основної маси має ідіоморфні зерна з чіткими полісинтетичними двійниками і, можливо, є новоутворенням по мікрокліну в процесі альбітизації (рис. 9).

*Кварц* присутній у міжзерновому просторі у вигляді ідіоморфних ізометричних та ксеноморфних з нерівними хвилястими краями зерен.

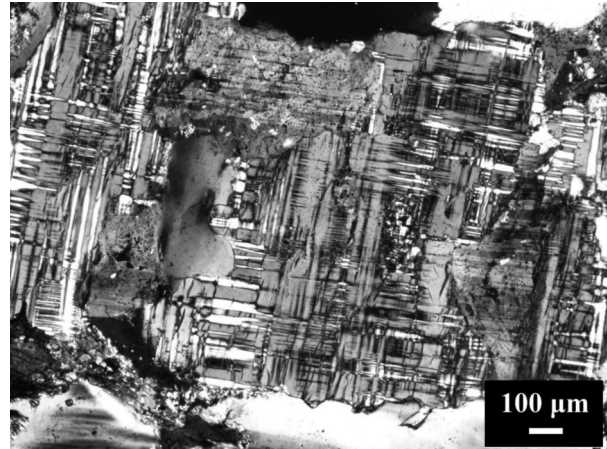
Таблиця 1. Хімічний склад плагіоклазів із рідкіснометалевих гранітів Руськополянського масиву

Глибина, м	Номер аналіза	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума	Номер плагіоклазу
156,1–158,0	1	67,34	20,62	0,00	12,04	100,00	0
	2	67,13	20,09	0,00	12,77	100,00	0
	3	66,09	21,24	0,86	11,81	100,00	4
	4	66,47	20,21	0,00	13,32	100,00	0
174,6–176,5	5	61,26	23,88	4,77	10,10	100,00	21
	6	61,99	23,28	4,43	10,30	100,00	19
	7	61,69	23,81	4,19	10,31	100,00	18
225,0–227,0	8	62,11	23,25	3,91	10,73	100,00	17
	9	63,44	22,24	2,96	11,36	100,00	13
	10	63,53	22,16	3,16	11,14	100,00	14
	11	60,88	24,12	4,62	10,38	100,00	20
	12	64,86	21,46	2,09	11,59	100,00	9
	13	62,82	22,93	3,24	11,02	100,00	14
239,6–242,0	14	61,96	22,85	3,70	11,49	100,00	15
	15	61,85	23,55	4,15	10,44	100,00	18
	16	66,57	20,10	0,00	13,33	100,00	0
	17	64,92	21,50	1,19	12,39	100,00	5
	18	62,27	23,85	3,60	10,28	100,00	16
	19	61,58	24,32	4,15	9,96	100,00	19
	20	61,78	24,32	3,67	10,22	100,00	17
	21	61,19	24,05	4,58	10,18	100,00	20
	22	63,73	22,11	2,32	11,83	100,00	10
	23	61,83	23,71	4,02	10,44	100,00	18
	24	62,84	23,31	3,46	10,39	100,00	16

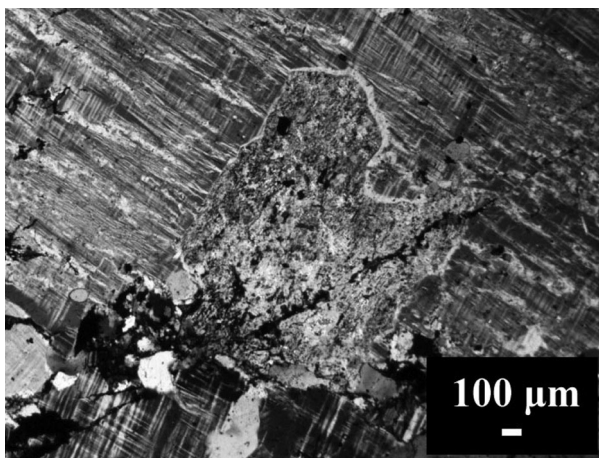
*Пономаренко О.М., Заяць О.В., Безвинний В.П., Циба М.М., Довбуш Т.І.*



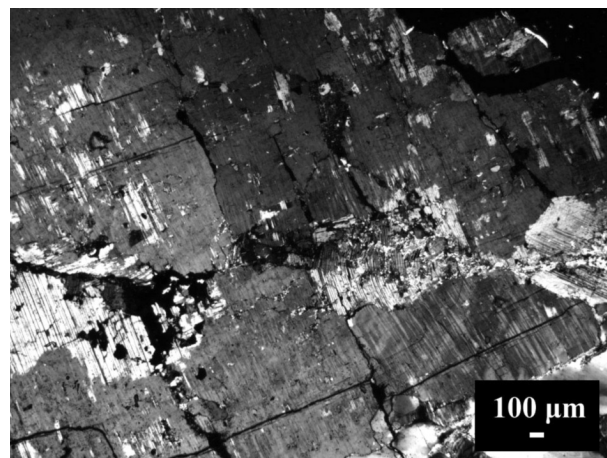
*Рис. 6. Прості двійники мікрокліну в дрібнозернистій основній масі. Гл. 144,4 м. Схрещені ніколі*



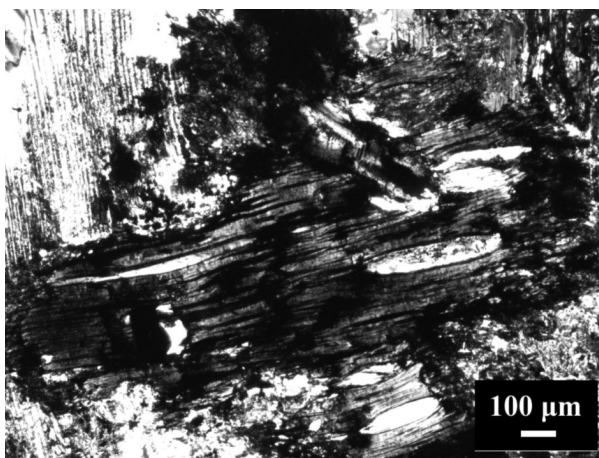
*Рис. 7. Мікроклінізація. Ділянки олігоклазу в мікрокліні. Гл. 186,7 м. Схрещені ніколі*



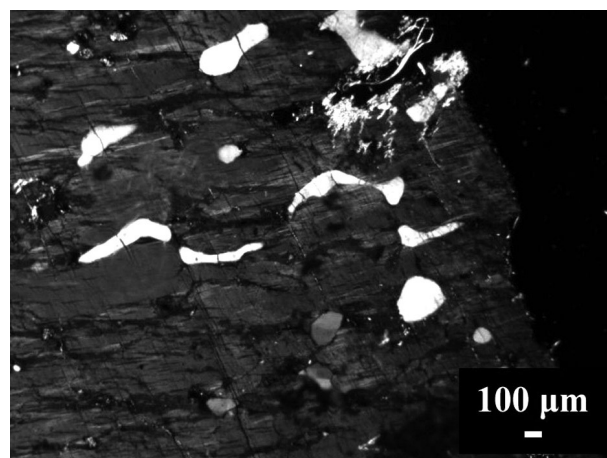
*Рис. 8. Серицитизований олігоклаз в мікрокліні частково резорбований та обростає каймою полісинтетично здвійникового альбіту. Гл. 252,3 м. Схрещені ніколі*



*Рис. 9. Світлі ділянки в мікрокліні – процеси альбітизації. Гл. 208,2 м. Схрещені ніколі*



*Рис. 10. Лінзовидні поїклітові включення кварцу в біотиті. Гл. 250,3 м. Схрещені ніколі*



*Рис. 11. Поява окремих елементів "вигнутих назовні" (за Б.А. Поповим) включень кварцу, що приурочені до пертитових вrostків альбіту. Гл. 180,4 м. Схрещені ніколі*

## Особливості речовинного складу та ізотопний вік руськополянських рідкіснометалевих гранітів

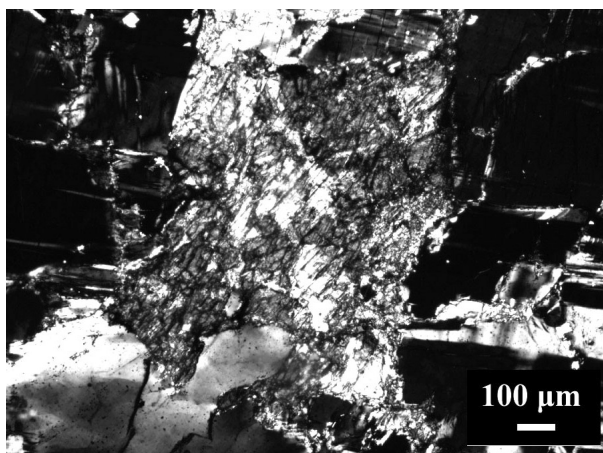


Рис. 12. Неповне заміщення амфіболу біотитом. Темні ділянки – амфібол, світлі – біотит. Гл. 217,7 м. Схрещені ніколи

Характерною особливістю досліджуваних порід є чисельні дрібні пойкило-пегматитові включення кварцу в польових шпатах, та пойкилітові – у слюдах. Зрідка великі кристали калієвого польового шпату вміщують пойкилітові включення кварцу, розташовані у вигляді концентричних кіл. Така особливість властива неовідним кристалам калієвого польового шпату корсунських рапаківіподібних гранітів [10]. У результаті окварцювання в біотиті виникають лінзоподібні включення кварцу, розташовані за спайністю (рис. 10).

У великих зернах мікрокліну кварц іноді утворює видовжені ксеноморфні індивіди "вигнуті назовні", за Б.О. Поповим, що, як правило, контактують з пертитовими вrostками альбіту та оточені

ним з усіх боків (рис. 11). Такі включення кварцу є характерною деталлю структури рапаківі [5].

**Біотит.** Біотит у шліфах спостерігається двох типів: первинний та новоутворений. Головним у новоутворенні є вплив процесу біотитизації – заміщення рогової обманки біотитом. Він густо плеохроює в темно-коричневих до чорного тонах і утворює пластинчасті зерна та скупчення, що місцями заміщуються вторинним мусковітом. Інтенсивність та кольори забарвлення біотиту свідчать про високий вміст заліза в слюді, що підтверджується результатами мікрозондового аналізу. У невеликій кількості можна зустріти ксеноморфні дрібніші зерна біотиту, що плеохроюють в зелених тонах. У біотиті високий вміст  $TiO_2$ , 1,73–3,87 % близький до такого у пержанських, що відмічено іншими дослідниками руськополянських гранітів [10]. З біотитом асоціюють мусковіт та акцесорні мінерали. Мусковіт утворює дрібні лускоподібної форми зерна у зростках з біотитом. Його кількість (до 3 %) максимальна в апікальній частині масиву і з глибиною зменшується майже до повного зникнення в породі.

**Амфібол.** У невеликому інтервалі глибини 212–239 м у породі з'являється рогова обманка, що плеохроює в темних бурувато-зелених тонах. Як і біотит, вона утворює ксеноморфні зерна неправильної форми. За даними рентгенофазового аналізу, вона представлена гастингситом. Її наявність в кожному із проаналізованих зразків, але відсутність у шліфах свідчить, можливо, про

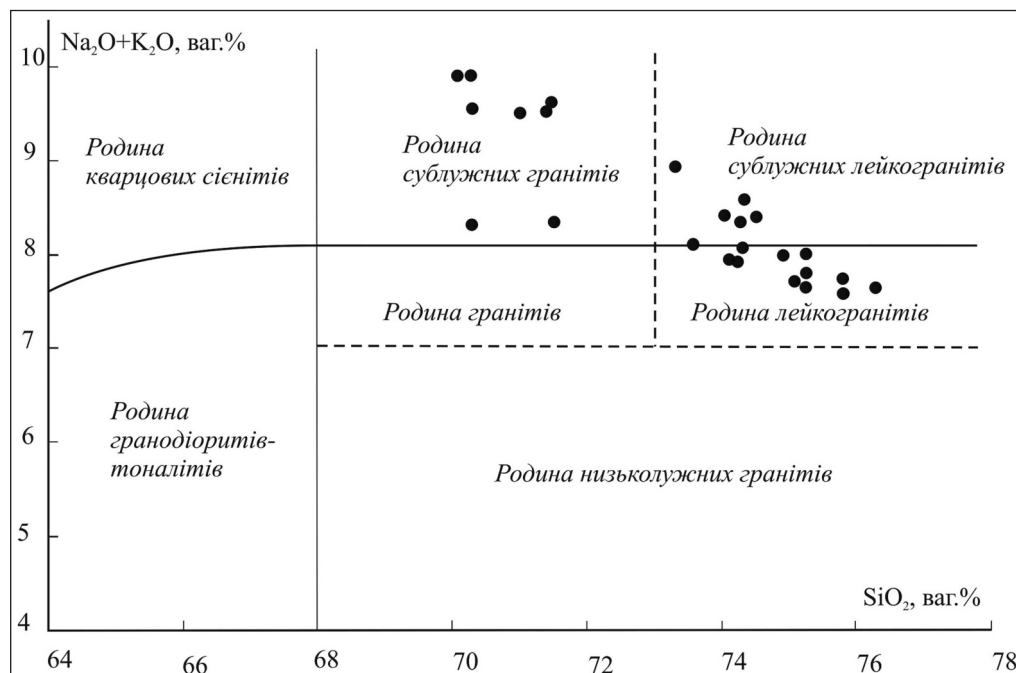


Рис. 13. Класифікація руськополянських гранітів за хімічним складом [2]

Пономаренко О.М., Заяць О.В., Безвинний В.П., Циба М.М., Довбуш Т.І.

Таблиця 2. Хімічний склад руськополянських рідкіснометалевих гранітів

№ проби	Компонент															Петрохімічні характеристики		
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	В. п. п.	Сума	H <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	Fe/(Fe+Mg)
1	74,03	13,07	1,61	0,47	0,08	0,01	1,12	0,48	0,001	5,06	3,36	0,03	0,79	99,90	0,56	8,42	0,66	76,23
2	74,31	13,09	0,97	0,57	0,08	0,01	1,14	0,48	0,001	4,94	3,66	0,03	0,72	99,99	0,50	8,60	0,74	76,23
3	74,27	12,66	1,00	0,95	0,08	0,02	1,20	0,48	0,001	4,81	3,54	0,04	0,84	99,86	0,72	8,35	0,74	81,06
4	73,30	12,17	1,27	1,14	0,11	0,06	1,27	0,25	0,01	5,57	3,37	0,02	1,13	99,74	0,07	8,94	0,61	90,98
5	74,29	12,58	1,48	0,86	0,10	0,02	1,14	0,48	0,001	4,84	3,24	0,03	0,87	99,89	0,68	8,08	0,67	82,95
6	75,25	12,28	0,68	1,23	0,12	0,02	1,34	0,32	0,004	4,96	3,06	0,03	0,33	99,59	0,50	8,02	0,62	87,04
7	75,25	11,75	0,88	1,23	0,13	0,02	1,12	0,48	0,003	4,71	3,12	0,03	0,89	99,60	0,24	7,83	0,66	82,83
8	74,51	13,06	1,43	0,47	0,12	0,02	0,67	0,32	0,003	4,86	3,54	0,03	0,73	99,73	0,44	8,40	0,73	84,84
9	71,00	13,80	1,20	0,95	0,20	0,02	1,12	0,80	0,01	6,22	3,30	0,03	0,98	99,60	0,42	9,52	0,53	73,51
10	74,22	11,18	0,40	2,72	0,22	0,06	1,39	0,28	0,01	5,55	2,40	0,03	1,16	99,68	0,06	7,95	0,43	93,20
11	75,81	11,76	0,70	1,23	0,15	0,02	1,12	0,48	0,01	4,98	2,77	0,02	0,60	99,62	0,68	7,75	0,56	81,86
12	75,80	11,75	1,04	1,05	0,14	0,02	1,12	0,48	0,004	4,89	2,72	0,02	0,57	99,60	0,60	7,61	0,56	82,19
13	75,23	11,99	1,05	1,05	0,15	0,02	1,34	0,32	0,003	4,89	2,77	0,03	0,69	99,50	0,28	7,66	0,57	87,42
14	75,07	12,29	1,30	0,95	0,15	0,02	1,12	0,48	0,01	5,01	2,71	0,02	0,78	99,90	0,40	7,72	0,54	82,75
15	76,27	11,99	1,02	0,76	0,12	0,02	1,12	0,32	0,003	4,76	2,89	0,02	0,52	99,70	0,28	7,65	0,61	85,08
16	73,56	13,23	1,04	0,95	0,14	0,02	1,34	0,32	0,01	5,11	3,01	0,02	0,82	99,54	0,28	8,12	0,59	86,70
17	74,90	12,57	1,31	0,66	0,13	0,02	0,67	0,64	0,01	5,01	2,98	0,02	0,67	99,56	0,44	7,99	0,59	75,16
18	74,10	12,48	1,00	1,23	0,18	0,02	1,12	0,48	0,01	5,01	2,95	0,02	0,93	99,51	0,22	7,96	0,59	83,42
19	71,50	13,01	1,92	1,33	0,22	0,03	1,34	0,84	0,01	5,30	3,06	0,02	1,02	99,54	0,24	8,36	0,58	79,74
20	70,29	13,49	1,65	1,83	0,24	0,05	1,68	0,72	0,01	5,09	3,24	0,05	1,00	99,84	0,16	8,33	0,64	83,81
21	70,28	13,14	0,65	3,00	0,26	0,08	1,16	0,41	0,05	6,69	2,87	<0,02	1,17	99,83	0,07	9,56	0,43	91,49
22	70,29	12,96	1,35	2,17	0,26	0,05	1,46	0,56	0,01	6,70	3,21	0,02	1,04	100,08	0,18	9,91	0,48	87,49
23	71,46	12,70	0,33	3,00	0,23	0,05	0,93	0,41	0,05	6,76	2,87	0,02	0,94	99,79	0,04	9,63	0,42	90,99
24	70,07	13,23	1,28	2,00	0,24	0,05	1,46	0,56	0,01	6,70	3,21	0,02	1,02	99,85	0,16	9,91	0,48	86,66
25	71,39	12,97	0,79	1,87	0,22	0,03	1,40	0,36	0,01	6,63	2,91	0,02	1,05	99,65	0,10	9,54	0,44	89,49

активний процес біотитизації – заміщення її повністю біотитом. В окремих випадках процес заміщення відбувся частково (рис. 12).

*Акцесорні мінерали.* Флюорит утворює найчастіше безбарвні зерна двох генерацій. Перша (раніша) – ідіоморфні ізометричні кристали, часто – пойкилітові включення у породоутворювальних мінералах, друга – ксеноморфні неправильної форми зерна, що заповнюють тріщини в породі. Циркон нерівномірно розташований у шліфах, найчастіше приурочений до біотиту, утворюючи невеликі скупчення. За результатами мінералогічних досліджень, всі циркони добре огранені. Умовно їх можна розділити на декілька типів. Перший представлений видовженопризматичними прозорими безбарвними кристалами з коефіцієнтом видов-

ження близько 3–5. Другий тип (Кв = 2–3) – рожевого кольору різної насиченості від слабо-рожевого до темно-рожевого завдяки різному вмісту пилуватих бурувато-червоних включень у кристалах, через що часто можна спостерігати зональну будову зерен циркону. Окремий рідкісний тип становлять великі циркони – сильно тріщинуваті, напівпрозорі коричневого кольору, що у протолочках найчастіше трапляються у вигляді уламків. У породоутворювальних мінералах у вигляді пойкилітових включень присутня незначна кількість дрібних видовженопризматичних кристалів апатиту.

За допомогою мікрозондового аналізу в аншліфах визначені колумбіт, торит, мінерали рідкісноземельних елементів – монацит, ортит(?), паризит, бастнезит.

Таблиця 3. Результати U-Pb датування цирконів із Руськополянського масиву (гл. 239,6–242,0 м)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн pp.		
	U	Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>208</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	265,76	86	123	9,32	1,8631	0,18581	2,7489	1099	1342	1754
2	437,91	138,13	609,6	9,307	1,8631	0,2594	3,843	1487	1602	1756,6
3	146,39	50,02	160,1	9,31	1,8631	0,21704	3,2144	1266	1461	1756
4	159,37	64,27	162,9	9,3041	1,8631	0,25781	3,8206	1479	1597	1757,1

## Особливості речовинного складу та ізотопний вік руськополянських рідкіснометалевих гранітів

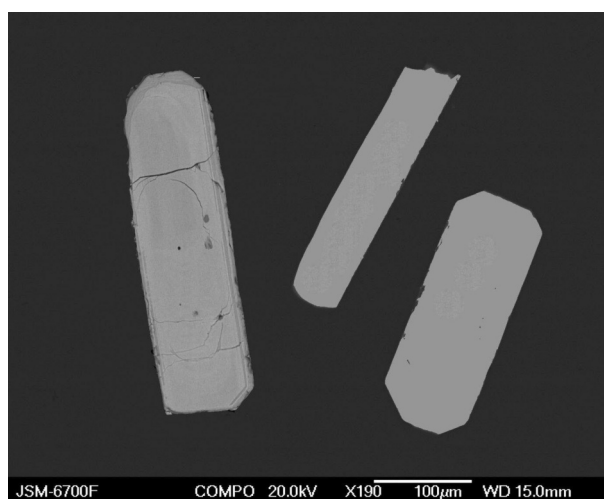


Рис. 14. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із руськополянських гранітів в режимі *COMPO*, гл. 239,6–242,0 м

Фазовий якісний аналіз показав, що в досліджуваних зразках (важка, електромагнітна та немагнітна фракція) присутні такі мінеральні фази: фероколумбіт, бастнезит, синхізит, британіт, анатаз, псевдурит, сидерит. Слід відзначити, що в досліджуваних зразках найчастіше спостерігається бастнезит.

**Рудні мінерали.** Рудні непрозорі мінерали представлені ільменітом та гематитом. Ільменіту притаманна агрегатна будова. Поодинокі кутасті неправильної форми зерна ільменіту являють собою скупчення окремих дрібних зерен, що найчастіше розташовані поруч із біотитом. Розкладання біотиту призводить до "скидання" заліза та титану у вигляді рудного мінералу.

Гематит з'являється як вторинний мінерал унаслідок окиснення ільменіту. Він забарвлює вторинні глинисті мінерали, що розвиваються по польових шпатах, у жовтуватий колір.

**Хімічні особливості порід.** За вмістом кремнезему та лугів руськополянські граніти віднесені до гранітів та лейкогранітів нормального та сублужного рядів (рис. 13).

Руськополянські граніти належать до найбільш розповсюдженої у природі калієво-натрової серії порід (табл. 2). Серед головних петрохімічних особливостей гранітів слід визначити: 1) перевагу калію над натрієм –  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 0,44\text{--}0,744$ ; 2) високу залізистість  $F = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}) = 73,51\text{--}93,20 \%$ ; 3) вельми високу глиноземистість  $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) = 3,18\text{--}6,48$ . Глиноземистість руськополянських гранітів суттєво нижча від глиноземистості літій-фтористих гранітів та їхніх субвулканічних анало-

гів – онгонітів. Характерною особливістю (петрохімічною ознакою для виділення) останніх є високе значення коефіцієнту глиноземистості (20–100) [3].

Окиснення порід  $F_o = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  змінюється з глибиною від 70 до 30 %, що свідчить про інтенсивний розвиток в апікальній частині масиву процесів гематитизації. Гранітам рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону властивий низький ступінь окиснення залізу та значення коефіцієнту окиснення в межах 15–20 [6].

**Ізотопне датування.** Для радіогеохронологічних досліджень був використаний керновий матеріал свердловини 8568 з глибини 240 м. Макроскопічно граніт являє собою темно-сіру нерівномірнотзернисту, переважно середньо- та крупнотзернисту породу, представлену другим типом гранітів, за В.І. Воробйом – частково гранульованими та перекристалізованими гранітами, що зберегли структуру вихідних порід. Вік граніту визначено за допомогою класичного уран-свинцевого ізотопного методу. Для датування з неелектромагнітної фракції було відібрано водяно-прозорі видовжено-призматичні рожеві кристали циркону (рис. 14).

Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю для різних фракцій циркону наведено в табл. 3.

Вік циркону, отриманий за перетином дискордії з конкордією, складає  $1758 \pm 2,6$  млн років (рис. 15).

**Висновки.** Руськополянські граніти за деякими ознаками відмінні від гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону, насамперед, відсутністю овоїдних структур, наявністю чіткої мікро-

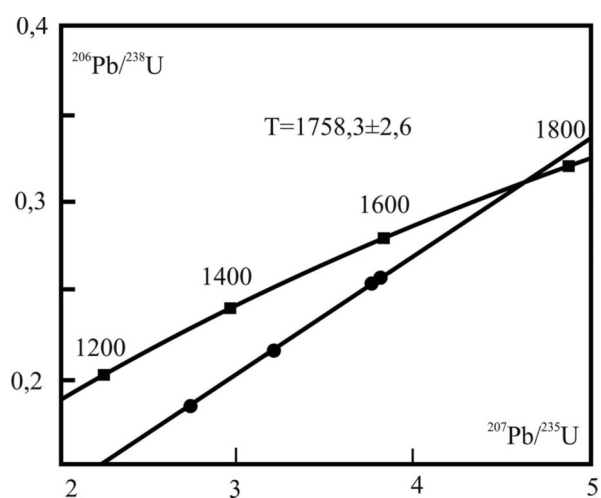


Рис. 15. Уран-свинцева діаграма з конкордією для цирконів з руськополянського граніту, гл. 239,6–242,0 м



**Пономаренко О.М., Заяць О.В., Безвинний В.П., Циба М.М., Довбуш Т.І.**

клинної ґратки, не властиві гранітам рапаківі, та вищим, ніж у рапаківі, ступенем окисненості заліза у породі. Подібність до рапаківі раніше пояснювали частковим усадкуванням мінерального складу та деяких геохімічних особливостей. За результатами наших досліджень, з гранітами рапаківі їх споріднюють загальні особливості речовинного складу та мікроструктури. Для рапаківі та руськополянських гранітів властивий лужно-польовошпатовий склад із звичайною перевагою мікропертитового калієво-натрієвого польового шпату над плагіоклазом і характерні деталі структури рапаківі, а також петрохімічна подібність – висока

залізистість порід, високий вміст  $\text{TiO}_2$  в біотиті. Руськополянські граніти, імовірно, можна віднести до рапаківіподібних гранітів. Визначення за результатами радіогеохронологічних досліджень вік Руськополянського масиву становить  $1758 \pm 2,6$  млн рр. Отримані результати дозволяють стверджувати, що формування масиву відбувалось у період тектоно-магматичної активізації.

*Автори висловлюють глибоку подяку Степану Григоровичу Кривдику та Володимирі Михайловичу Хоменку за цінні критичні зауваження та суттєві поради.*

*Надійшла 15.11.2011.*

1. *Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1 : 500000 с объяснительной запиской / В.М.Клочков, В.Г.Пастухов, И.К.Пашкевич и др.; ред. Н.П. Щербак. – К.: Центр. темат. эксп., 1983.*
2. *Классификация и номенклатура магматических горных пород : Справочное пособие / Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. – М.: Недра, 1981 – 160 с.*
3. *Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: СО "Наука", 1977 – 206 с.*
4. *Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. – Ч. I. Словарь терминов. – М.: Недра, 1966. – 240 с.*
5. *Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. – Ч. II. Изверженные породы. – М.: Недра, 1966. – 424 с.*
6. *Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1982. – 306 с.*
7. *Федотова Л.А. Особенности отличия редкометалльных гранитов формации рапакиви от редкометалльных агапитовых гранитов Украинского щита // Наукові праці Дон. НТУ. – Донецьк, 2001. – С. 124–128.*
8. *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.*
9. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1989. – 144 с.*
10. *Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.*

**Пономаренко А.Н, Заяц О.В., Безвинний В.П., Циба Н.Н., Довбуш Т.И. Особенности вещественного состава и изотопный возраст русскополянских редкометалльных гранитов Украинского щита.** Рассмотрены микроструктуры, минералогический и химический состав метасоматически измененных редкометалльных гранитов, распространенных в северо-восточной части Русскополянского массива. По некоторым структурным и большинству петрохимических особенностей русскополянские граниты подобны гранитам рапакиви корсунь-новомиргородского комплекса. С помощью классического изохронного уран-свинцового метода установлено время кристаллизации цирконов из редкометалльных гранитов Русскополянского массива. По результатам радиогеохронологических исследований, возраст прозрачных удлиненно-призматичных кристаллов циркона, отобранных из неэлектромагнитной фракции этих пород, составляет  $1758 \pm 2,6$  млн лет, что соответствует возрасту большинства пород Корсунь-Новомиргородского плутона.

**Ponomarenko O., Zaiats O., Bezvynnyj V., Tsyba M., Dovbush T. Features of mineral composition and isotopic age of ruskopolyanskiy rare-metal granites of the Ukrainian Shield.** Ruskopolyanskiy massif is located in north-eastern part of the Ukrainian Shield. The rare-metal granites are widespread in south-east part of massif. A borehole drilled 2 types of metasomatic granites: muscovite-biotite and biotite granites. In the article are considered the microstructures, mineralogical composition and petrochemical particularity of these rocks. Ruskopolyanskiy granites differ from rapakivi of Korsun'-Novomyrgorod pluton. They have not ovoid structures, but there are clear microcline grate, but microcline grate is absent in rapakivi. Ruskopolyanskiy granites are oxidized intensiver, than rapakivi. Formerly researchers marked the partial inheritance of mineral and chemical composition of rapakivi. According to our researches, ruskopolyanskiy granites are allied to the granites of rapakivi. Particularity of mineral composition and microstructure are common for ruskopolyanskiy granites and rapakivi. They have alkali-feldspar composition. And potassium feldspar prevails above plagioklaze. In addition, there are the details of structure of ruskopolyanskiy granites, which are characteristic for the granites of rapakivi. Ruskopolyanskiy granites have high ratio of ferruginosity and often have enough high  $\text{TiO}_2$  in biotite. The same is observed in rapakivi. Possibly, ruskopolyanskiy granites are akin to rapakivi granites. The age of accessory zircons from ruskopolyanskiy granite is determined using the classical isochronous uranium-lead method. Morphological features of zircons are described. The crystals are of prismatic form, which are transparent. The age of transparent prismatic zircons is  $1758 \pm 2,6$  million years. Obtained results confirm the conclusions of more early researchers. Forming of massif behaves to the period of tectonomagmatic activation.