

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.048>
УДК 550.4.641 (477)

О.В. Дубина, д-р геол. наук, доц. пров. наук, співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Навчально-науковий інститут "Інститут геології"
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: dubyna_a@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-6003-4873>

С.Г. Кривдік, д-р геол.-мін. наук, проф.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-8356-1115>

І.А. Швайка, канд. геол. наук, наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: ishvaika@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-9585-4380>

І.Д. Швайка, провідн. інж.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: igor.d.shvayka@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1908-6639>

Л.І. Проскурка, мол. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: igmrproskurko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-5760-2000>

ГЕОХІМІЯ АПАТИТУ ІЗ ПОРІД КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОГО ПЛУТОНУ

Визначено концентрацію сумісних із апатитом елементів-домішок (REE, Y, Sr, Th, U) із головних типів порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону (КНП). Пізня кристалізація апатиту в усіх типах порід свідчить про досить низький первинний вміст P_2O_5 у розплавах і його акумуляцію до вищих концентрацій лише за інтенсифікації процесів диференціації. У серії основних порід апатит є головним концентратором REE, особливо LREE (за виключенням Eu), та Y. У середніх і кислих породах апатит має другорядний вплив на концентрування REE, проте збагачується Th і U. Хондритнормовані спектри апатитів з усіх порід характеризуються надзвичайно глибокими Eu-аномаліями ($Eu/Eu^ 0,03—0,21$), лише у норитах приконтрактової частини плутону ця аномалія в апатиті має вище значення (0,39). За мірою*

Цитування: Дубина О.В., Кривдік С.Г., Швайка І.А., Швайка І.Д., Проскурка Л.І. Геохімія апатиту із порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 3. С. 48—66. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.048>

збільшення диференційованості вихідних розплавів від основних до середніх порід апатити збагачуються REE і збіднюються Sr. Окрім того, усі спектри REE апатитів із основних і середніх порід КНП виявилися збагаченими на LREE і деплетованими на HREE та Sc, враховуючи незначну роль плагіоклазу у концентрації REE, це передбачає й попереднє фракціонування із розплаву кліно- або ортопироксену. За подібним рівнем концентрації елементів-домішок та схожими закономірностями їхнього розподілу в апатитах різних типів з основних порід і монзонітів, обґрунтованим буде припущення про їхню кристалізацію із єдиного розплаву. Повсюдні глибокі негативні Eu-аномалії в апатитах з усіх типів порід пояснюються комбінацією двох чинників: раннє фракціонування плагіоклазу та високовідновні умови кристалізації материнських розплавів. Водночас апатити із гранітів і сієнітів характеризуються максимальним збагаченням REE, особливо HREE та Y, що можна розглядати як наслідок їхньої кристалізації із найдиференційованіших фракцій залишкового розплаву, або внаслідок часткового гібридизму з міграцією збагачених LILE та REE розчинів у навколишні породи. Понижений уміст P_2O_5 у рудоносних основних породах і рудах КНП (а також відсутність титаномангнетиту) і глибокі негативні Eu-аномалії в апатитах з них різко відрізняють їх від подібних рудних габроїдів Коростенського плутону, що дає змогу припускати як відмінності у хімічному складі вихідних розплавів, так і в умовах їхньої диференціації.

Ключові слова: апатит, геохімія, анортозити, габро, норити, рудоносність, Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит.

Вступ. Апатит є повсюдним акцесорним мінералом майже всіх магматичних, метасоматичних і метаморфічних порід. Нерідко в масивах основних та лужних порід або карбонатитових масивах він стає породоутворювальним мінералом і утворює власні апатитові або комплексні (з ільменітом, титаномангнетитом (Fe-Ti-P) та/або рідкіснометалевиими (REE, Nb) мінералами) родовища. Не винятком є і Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон (КНП), де апатит є наскрізним акцесорним мінералом усіх порід (анортозити, габро, троктоліти, норити, монзоніти, сієніти, граніти та породи проміжного складу типу габроанортозитів, габроноритів тощо), а також разом з ільменітом може утворювати комплексні рудопрояви або родовища з невисоким умістом цього мінералу (наприклад, як Носачівське). Окрім того, досить часто Fe-Ti-P руди пов'язані із масивами анортозитів, які окрім розшарованих інтрузій, трапляються і як дайко- або лінзоподібні тіла із січними контактами до вмщувальних порід, походження яких жваво обговорюється і залишається дискусійним до цього часу.

Зважаючи на те, що апатит може бути супутним корисним мінералом в ільменітових рудах плутону, а також відзначаючи його інформативність для геохімічних досліджень, до теперішнього часу апатит в більшості породах КНП залишається недостатньо дослідженим.

За даними [23], у магматичних породах апатит контролює розподіл багатьох мікрое-

лементів, таких як U, Th, Sr і REE. Завдяки цьому геохімічні характеристики апатиту можуть слугувати надійним інструментом, що надають інформацію про особливості виникнення і диференціацію магматичних розплавів. Особливо це актуально для дослідження розшарованих або багатофазових складних інтрузивних серій.

У попередніх роботах авторами наводилися мікророндові та ICP MS аналізи апатиту із руд Носачівського родовища [4], а також із сієніту Великовисківського масиву [2, 5]. Краще вивченими в геохімічному аспекті є апатити із Fe-Ti-P родовищ Коростенського плутону (Федорівського, Стремигородського, Давидківського) [2, 9, 17]. Варто зазначити, що апатит з інших розповсюджених типів (нерудних) порід Коростенського плутону також залишається практично недослідженим щодо вмісту головних елементів-домішок (Sr, REE, Y, Sc, U, Th). У кращому випадку попередніми дослідниками наводилися хімічні аналізи цього мінералу з визначенням лише суми REE та F [8]. Досить добре геохімічно вивченими є апатити з лужних порід і карбонатитів [2] та деяких гранітів, зокрема чарнокітоїдів [9]. Раніше в літературі наводилися дані щодо вмісту REE в апатитах [1], проте вони були неповними (частіше без Eu та інших елементів цієї групи), або з визначенням лише деяких елементів (Sr, Y) [3, 13], виконані за допомогою хімічного або рентгенофлуоресцентного методів (тобто менш точними, порівняно з маспектроскопічним методом).

Мета роботи. Враховуючи важливість та інформативність геохімічних особливостей апатиту, сподіваємося, що вперше отримані нами дані для цього мінералу із найтипівіших різновидів порід КНП, стануть індикаторами петрогенезису останніх. Маємо надію, що такі дані можуть використовуватися як для реконструкції процесів диференціації та кристалізації магматичних розплавів, так і у з'ясуванні причин: 1) контрастного характеру рудоносності основних порід Коростенського плутону (Fe-Ti-P) та КНП (Fe-Ti); 2) з'ясувати причини і умови виникнення багатих ільменітом або апатит-ільменітових руд та їхньої приуроченості до певних типів порід; 3) роль фосфору під час формування Fe-Ti оксидних руд.

Методи досліджень. Для цього дослідження було відібрано 23 зразки із глибоких свердловин, що в різні роки пробурено в різних частинах КНП. Виділення концентратів апа-

титу у важких рідинах та за їхнім магнітними властивостями та визначення вмісту головних елементів апатиту в деяких зразках за допомогою хімічного аналізу виконано в лабораторіях збагачення та хімічного аналізу Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) ім. М.П. Семененка НАН України, а для зразків із Носачівського родовища за допомогою методу дисперсійного рентгенівського аналізу з використанням електронного мікронзонда JEOL JXA-8200 у Центрі колективного користування НАН України. Напруга прискорення 25 кВ, струм пучка 10 нА та розмір пучка 10 мкм у діаметрі застосовували до всіх елементів аналізу. Аналітична відтворваність — у межах 2 %. Точність аналізу контролювали за допомогою мінеральних стандартів: апатиту — для Ca, P і F, альбіту — для Na, піропу — для Mg, магнетиту — для Fe.

Дослідження хімічного і мікроелементного складу супроводжувалися попереднім пет-

Таблиця 1. Хімічний склад (мас. %) порід КНП, з яких аналізувався апатит

Table 1. Whole-rocks data (wt. %) from the Korsun-Novomyrhorod pluton of rocks where apatites are analyzed

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sample	213-258	220-233	220-107	201-196	201-266	224-176	289-41	224-188	201-505	201-514	222-34	222-42
Rock	An		GbAn	MnDr		OlNr	Nr	Tr	GbTr		OGb	
SiO ₂	52,62	48,30	45,58	52,31	53,01	37,80	47,95	42,40	39,03	45,47	47,24	45,24
TiO ₂	0,41	2,18	4,57	3,51	3,18	5,60	1,81	5,88	3,29	3,45	4,54	6,09
Al ₂ O ₃	27,14	22,13	18,63	12,20	12,20	9,37	15,06	17,04	7,75	11,62	12,24	12,14
Fe ₂ O ₃	0,14	0,38	0,18	0,41	0,09	4,24	4,67	1,73	1,73	1,49	1,52	3,69
FeO	2,50	5,72	13,65	14,05	14,49	23,60	8,06	15,73	34,32	20,59	15,30	16,87
MnO	0,02	0,11	0,21	0,18	0,30	0,32	0,18	0,26	0,52	0,31	0,29	0,26
MgO	1,65	2,57	4,88	3,10	2,45	6,58	6,60	3,01	2,65	2,21	4,01	5,54
CaO	8,10	5,98	6,51	5,23	5,25	6,72	10,15	7,24	6,72	8,64	6,72	5,26
Na ₂ O	4,60	3,57	2,74	4,00	4,18	1,71	3,26	3,42	1,90	2,50	2,21	2,16
K ₂ O	0,85	2,05	0,80	3,00	2,90	0,52	0,40	0,88	0,81	1,36	2,00	1,00
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,25	0,76	0,95	1,87	0,21	1,04	0,67	1,28	2,04	0,34
S	0,06	0,11	0,18	0,09	0,10	0,34	0,58	0,16	0,15	0,17	0,03	0,17
LOI	1,93	6,2	1,66	1,07	1,09	1,42	1,27	1,44	0,74	0,49	2,06	1,24
Total	100,24	99,61	99,82	99,91	100,19	100,09	100,20	100,23	100,28	99,58	100,20	100,00
Na ₂ O + K ₂ O	5,45	5,62	3,54	7,00	7,08	2,23	3,66	4,30	2,71	3,86	4,21	3,16
Fe#	0,47	0,57	0,61	0,72	0,77	0,70	0,51	0,76	0,88	0,85	0,70	0,67
An*	55	54	60	15	14	52	46	48	37	42	47	51

Примітка. *Породи:* An — анортозити; FaGr — фаялітовий граніт; GbAn — габроанортозити; GbMn — габро MnDr — монцодіорити; Nr — норити; OGb — рудні габро; OlNr — олівінові норити; Sy — сьеніт; Tr — троктоліти. плагіоклази $An^* = [(Al-Na-K)/(Al - K + Na)] \cdot 100$.

Note. *Rocks:* An — anorthosite; FaGr — fayalite granite; GbAn — gabbroanorthosite; GbMn — gabbromonzonite; monzodiorite; Nr — norite; OGb — ore gabbro; OlNr — olivine norite; Sy — syenite; Tr — troctolite. $Fe\# = Fe/\text{calculated as } An^* = [(Al-Na-K)/(Al - K + Na)] \cdot 100$.

рографічним вивченням шліфів вміщувальних порід. Мікроелементи у більшості монофракцій апатиту визначали за допомогою методу маспектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою (ICP-MS) у лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізів ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України. Для аналізу відбиралося 50 мг концентрату апатиту. Аналізувалася тільки розчинна в HNO_3 частина концентрату. Якщо був нерозчинний залишок, то після його зважування проводився відповідний розрахунок (враховуючи концентрацію елементів-домішок тільки розчинної частини). В більшості випадків нерозчинний залишок становив $\sim 10\%$ (в межах 7—37%). Підготовка проб виконувалися за допомогою методу кислотного розкладання з використанням мікрохвильової печі ETNOS фірми MILISTONE на основі стандартних аналітичних процедур, викладених у роботах [11, 14]. Вимірювання проводились

на маспектрометрі високої роздільної здатності з індуктивно зв'язаною плазмою HR ICP-MS Thermo Element-2. Як внутрішній стандарт використовувався In (10 ppb). Достовірність аналізів контролювали шляхом вимірювання мультиелементного стандарту апатиту СТА-АС-1. У статті також використано три аналізи апатитів, проаналізованих у згаданій лабораторії, що раніше було опубліковано [2].

Типи порід, з яких аналізувався апатит. Зразки апатиту охоплюють практично усі головні типи порід КНП (табл. 1). Результати петрографічних і мікрозондових досліджень порід і мінералів та хімічні аналізи деяких порід КНП, з яких було відібрано монофракції апатиту, наводилися в попередніх роботах [6]. Тому надалі вказуються лише деякі особливості хімізму порід, з яких аналізувалися монофракції. Водночас автори намагалися більш-менш рівномірно охопити апатити з усіх типів порід, хоча це не завжди вдається через обмежений об'єм залишків кернавого матеріалу, а з деяких порід так і не вдалося виділити достатню кількість мінералу. Більшість апатитів проаналізовано із норитів і монцодіоритів (4), габроанортозитів (3), монзонітів (3) та гранітів (3); по два аналізи — габротроктолітів і рудних габро, та по одному з норитотроктоліту та сієніту з центральної частини КНП (табл. 2). Певною мірою це відповідає (для основних порід) масштабу поширення цих порід в плутоні. Більшість аналізів виконано із порід центральної частини плутону, а три з них — з північної частини (Межиріченський масив основних порід).

Норити, монцодіорити, габронорити і габротроктоліти КНП, з яких досліджувався апатит, представлені переважно мезократовими, рідше меланократовими породами, в яких головними фемічними мінералами є орто- і клінопіроксени та олівін з різним співвідношенням цих мінералів. Окрім того, норити найчастіше збагачені калішпатом (ортоклазом), нормативний уміст якого становить 17—18%. За підвищеного вмісту калішпату такі норити можна відносити до монцодіоритів. Хоча серед норитів є меланократові олівінові різновиди майже без калішпату та з підвищеним або високим вміс-

	13	14	15	16	17	18
	201-432	222-40	222-50	201-120	213-129	222-272
	GbMn	Mn		Sy	FaGr	
	52,94	60,14	55,61	60,00	69,14	67,86
	2,61	1,55	1,92	1,43	0,42	0,94
	14,07	12,33	13,30	14,24	14,20	12,85
	1,79	3,74	6,57	0,17	0,21	0,53
	12,72	7,92	7,62	9,82	4,43	5,18
	0,20	0,23	0,20	0,10	0,07	0,06
	2,62	1,20	1,60	0,49	0,50	0,73
	5,94	3,92	5,04	3,30	1,66	2,12
	3,50	3,62	3,04	4,56	2,78	3,34
	2,86	3,78	2,80	5,02	4,80	5,22
	0,59	0,51	0,85	0,22	0,18	0,15
	0,03	0,10	0,05	0,02	0,05	0,15
	0,91	0,85	1,6	0,89	0,95	0,76
	100,78	99,89	100,20	100,26	99,70	99,89
	6,36	7,40	5,84	9,58	7,58	8,56
	0,75	0,84	0,83	0,92	0,84	0,81
	31	16	35	8	33	31

монзоніт; GbTr — габротроктоліти; Mn — монзоніти; Fe# = $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; максимальний уміст An-міналу в

GbTr — gabbrotroctolite; Mn — monzonite; MnDr — $(\text{Fe} + \text{Mg})$; max content of An-component in plagioclase

том ільменіту (до 11 %) і апатиту (4,4 %) (табл. 1). Такі породи наближаються за складом до рудних (рудноносних габроїдів, т. зв. OGN) і є, очевидно, кумулятивними утвореннями. З підвищенням вмісту олівіну, олівінові норити переходять у норитотроктоліти (табл. 1).

З іншого боку, в КНП наявні габротроктоліти, в яких піроксен представлений тільки моноклінним різновидом. Виявилося, що в таких породах олівін і піроксен належить до високозалістистих різновидів — фаяліт і фероавгіт (в одному аналізі зафіксовано ферогеденбергіт). Окрім того, в габротроктолітах спостерігається кварц (5—10 %), який, з відомих причин, відсутній у нормативних роз-

рахунках (парагенезис фаяліт і кварц розраховується на нормативний ортопіроксен — $Fe_2SiO_4 + SiO_2 = 2FeSiO_3$). Відмітимо, що фероавгіт-фаялітові габроїди (габротроктоліти) виявлено нами вперше в КНП і, наскільки відомо авторам, такі високозалістисті різновиди цих порід не характерні для інших анортозит-рапаківігранітних плутонів. Хоча ці габротроктоліти мають підвищений уміст апатиту (до 3,0—3,6 %) та ільменіту, проте не такі високі як у рудних габроїдах, на які можна було б очікувати, якщо розглядати їх як одні з пізніх диференціатів (за високою залістистістю фемічних мінералів) базитових розплавів.

Більшість зразків основних порід свідчать, що апатит в анортозитах і в породах габро-

Таблиця 2. Концентрація (ppm) рідкісних елементів у апатитах КНП

Table 2. Representative analyses of trace element compositions (ppm) of apatite from Korsun-Novomyrhorod pluton

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sample	213-258	220-233	220-107	222-179	201-503	201-196	201-266	224-176	289-41	222-219	224-188	201-505
Rock	An		GbAn			MnDr		OlNr	Nr	GbNr	NrTr	GbTr
Sc	N. d.	0,2	N. d.	0,3	0,3	0,7	1,3	0,2	0,2	0,3	0,1	0,4
Y	238,8	775,0	569,6	716,5	478,5	234,9	914,0	501,6	212,6	671,7	578,8	500,5
La	173,3	788,3	919,4	889,7	524,6	299,3	1236,1	458,5	312,3	788,3	552,1	675,4
Ce	485,8	1907,0	2240,4	2202,1	1284,2	655,1	2782,5	1125,2	855,3	2032,4	1301,8	1553,2
Pr	71,3	259,1	303,3	296,0	172,5	87,3	354,1	155,6	121,9	285,3	185,3	209,9
Nd	335,0	1203,0	1261,5	1337,2	758,2	375,3	1449,9	744,3	566,8	1277,7	869,9	911,4
Sm	71,5	240,4	251,2	255,2	160,5	72,0	268,0	153,6	98,3	246,0	174,5	173,0
Eu	3,2	7,5	4,9	8,8	10,9	2,9	10,8	9,7	11,6	6,3	9,3	11,9
Gd	68,2	220,7	217,3	220,8	140,6	61,1	236,0	141,7	78,0	218,5	160,5	161,4
Tb	11,4	29,3	32,5	29,3	22,9	10,1	37,7	19,2	9,5	28,8	21,9	24,9
Dy	50,6	152,1	136,6	143,4	101,1	46,1	173,3	97,5	44,5	140,3	112,8	100,2
Ho	8,9	28,7	22,6	26,4	17,9	9,0	31,7	18,2	8,5	24,9	21,7	19,1
Er	21,3	70,9	49,2	64,2	43,0	25,1	84,5	47,1	20,8	57,2	54,8	45,6
Tm	2,3	7,3	4,9	6,7	4,7	3,0	10,1	5,2	2,3	6,0	6,0	4,9
Yb	12,1	38,4	22,4	33,1	24,4	17,6	58,2	28,0	13,2	27,6	31,8	23,2
Lu	1,7	4,6	2,6	4,2	3,2	2,6	9,1	3,5	1,8	3,0	4,0	2,9
REE	1317	4957	5469	5517	3269	1667	6742	3007	2145	5142	3506	3917
Th	7,01	8,53	31,56	20,77	16,39	36,56	111,10	19,33	6,53	15,94	18,93	18,07
U	2,09	4,12	17,47	10,95	5,88	18,13	66,64	7,34	4,40	4,51	5,68	6,00
Rb	5,02	1,11	0,22	0,53	0,98	2,91	3,00	0,34	0,05	2,74	0,73	1,57
Sr	123,6	292,3	286,6	292,1	378,9	72,8	218,6	375,6	501,8	317,9	352,1	310,5
Ba	365,3	86,8	315,2	78,6	320,3	8387,4	895,5	245,4	694,9	802,6	126,3	460,5
Eu/Eu*	0,14	0,10	0,06	0,11	0,21	0,13	0,13	0,19	0,39	0,08	0,16	0,21
(La/Yb) _N	9,7	14,0	27,8	18,3	14,6	11,6	14,4	11,1	16,1	19,4	11,8	19,8

Примітка. Нормалізовані значення за хондритом, за даними (McDonough, Sun, 1995). Аналізи 16, 17 і 22, за монзоніт; GbNr — габронорит; GbTr — габротроктоліти; Gr — граніт; Mn — монзоніти; MnDr — монцодіорити нижче межі чутильності.

Note. Normalization values: chondrites from (McDonough, Sun, 1995). Analysis 16, 17 and 22 are published in [2]. gabbro norite; GbTr — gabbrotroctolite; Gr — granite; Mn — monzonite; MnDr — monzodiorite; Nr — norite;

норитового складу кристалізується переважно в інтерстиційному просторі головних породоутворювальних мінералів. Рідше спостерігалися поодинокі вклучення апатиту в плагіоклазах чи олівінах. Водночас розмір і форма кристалів досить варіабельні навіть в однотипних породах. Так, розмір кристаліків частіше змінюється в межах від 0,1 мм до 1 мм, рідше є більшим. Винятком на цьому тлі стали два зразки із монцодіоритів св. 201 (гл. 106—107 м та 266 м), в яких дрібні видо-вженопризматичні кристалики апатиту спостерігаються в плагіоклазовій матриці, нагадуючи пойкилітову структуру.

Анортозити та габроанортозити зазвичай містять апатит у незначних кількостях (від

0,1 до 0,07 % P₂O₅, рідше до 0,5 %), який спостерігається переважно як інтерстиційний мінерал дрібних розмірів між великими зернами плагіоклазу. Схоже на те, що зі збільшенням кількості фемічних мінералів (переважно ортопіроксену, інколи олівіну) та ільменіту дещо підвищується і вміст апатиту. Проте виявити певну закономірність хімізму апатиту від кількості фемічних мінералів та ільменіту (разом їх могло бути від перших до 10—20 %) не вдалося.

Досліджувався також апатит із рудних габроноритів, що перетинаються дайками монцонітів (монцоніт-порфірів), хоча ці породи названі умовно рудними габро, оскільки для них фіксується підвищений вміст P₂O₅ (до

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
201-514	222-34	222-42	1602-106	1703-145	201-432	222-40	222-50	201-120,5	188-865	213-129	222-215	222-272
GbTr	OGb				GbMn	Mn		Sy		FaGr	Gr	FaGr
0,4	0,2	0,6	—	—	0,1	4,2	1,8	0,4	—	119,8	20,9	0,9
555,4	652,7	583,2	507,4	593,4	688,6	616,3	245,9	1558,9	2280,7	2047,9	893,0	1775,7
678,6	808,0	727,7	583,7	816,7	1192,9	576,8	241,6	2806,6	2343,0	4223,8	222,7	1366,6
1629,8	1878,6	1728,6	1350,6	2003,0	2669,0	1433,6	585,7	5579,2	7146,5	8252,6	641,5	3464,2
220,6	250,6	232,5	175,9	252,3	344,9	200,5	83,1	678,5	1028,6	988,7	98,4	484,6
946,4	1120,8	1058,8	801,3	1115,7	1377,1	971,1	402,3	2761,2	4390,0	3554,8	493,2	2253,3
183,0	217,8	203,4	147,3	200,3	259,2	197,5	81,6	507,4	905,8	587,4	147,9	482,3
10,9	7,6	8,9	2,8	4,6	6,0	13,0	6,5	24,1	51,3	10,1	3,8	4,9
166,2	191,9	175,8	139,7	184,2	221,2	174,7	73,8	430,7	751,2	459,3	155,5	459,6
27,1	25,1	23,4	18,9	23,2	33,5	23,1	9,6	71,1	97,4	80,1	25,8	63,7
117,0	127,0	113,9	95,3	114,2	143,7	117,7	49,1	317,6	495,0	380,4	158,9	334,5
20,0	24,1	20,9	15,4	17,3	25,7	22,8	8,8	58,1	75,8	73,4	32,4	66,0
50,5	58,6	49,9	34,7	39,7	59,3	54,6	22,2	151,8	212,0	214,2	95,4	174,3
5,7	6,3	5,4	3,4	3,8	6,5	6,4	2,4	18,1	26,4	29,3	13,5	20,4
26,9	31,2	27,6	13,0	15,4	32,8	32,7	13,1	97,3	128,8	179,2	84,9	109,6
3,6	3,9	3,2	1,5	1,9	4,4	4,2	1,6	13,9	17,1	27,0	13,4	13,2
4086	4751	4380	3384	4792	6376	3829	1581	13516	17669	19060	2187	9297
19,05	16,33	26,42	—	—	12,51	11,50	5,67	90,73	—	1146,50	86,83	30,39
6,83	7,49	6,27	—	—	5,92	3,86	1,73	25,48	—	336,02	125,73	20,86
2,75	0,76	2,22	—	—	2,64	2,35	1,43	7,11	—	20,12	13,50	5,61
264,6	279,2	369,0	321,5	324,7	205,4	516,8	247,7	243,8	8,5	110,2	105,0	107,7
195,1	144,9	269,2	—	—	352,3	218,8	248,1	5645,3	—	646,9	2926,2	453,8
0,18	0,11	0,14	0,06	0,07	0,07	0,21	0,25	0,15	0,19	0,06	0,07	0,03
17,1	17,6	17,9	30,5	36,1	24,7	12,0	12,5	19,6	12,4	16,0	1,8	8,5

даними [2]. *Породи:* An — анортозити; FaGr — фаялітовий граніт; GbAn — габроанортозити; GbMn — габронорити; Nr — норити; NrTr — норитотроктоліт; OGb — рудні габро; OlNr — олівінові норити; Sy — сіеніт. N. d. —

Rocks: An — anorthosite; FaGr — fayalite granite; GbAn — gabbroanorthosite; GbMn — gabbromonzonite; GbNr — NrTr — norite troctolite; OGb — ore gabbro; OlNr — olivine norite; Sy — syenite. N. d. — not detected.

2,04 %) та/або TiO_2 (в одному зразку 6,09 %). За мінеральним складом такі породи подібні до рудних габроноритів Носачівського родовища, хоча й містять менше ільменіту.

У зразках досліджуваних монцонітів апатит трапляється досить рідко (хоча хімічним аналізом фіксується 0,51 і 0,85 % P_2O_5), має дрібний розмір або наближається до ізометричних форм. Оскільки апатит відбирався із дайкових різновидів і, як свідчить наш попередній досвід дослідження мінералів із дайкових порід КНП, існує ймовірність, що частина зерен апатиту може представляти ксенокристи, захоплені із вміщувальних порід, що впливатиме на геохімічні риси та їхню інтерпретацію.

Проаналізовано три апатити з гранітів, два з яких відібрано з фаялітових різновидів. Водночас один з фаялітових гранітів залягає в приконтактовій зоні з анортозитами ("білими", лейкократовими), а другий — на забої свердловини, і його контакт з основними породами тільки припускається. Третій зразок граніту відібрано із найпоширеніших амфібол-біотитових різновидів гранітів КНП.

Геохімічні особливості апатиту в різних типах порід. Результати попередніх досліджень апатиту із рудних габроноритів Носачівського родовища вказують на його належність до F-різновидів (2,9—3,6 % F). Зважаючи на магматичний генезис порід, ми припускаємо, що до флюорапатиту належить більшість проаналізованих нами апатитів. Можливо понижений вміст F можуть мати лише апатити із найдиференційованіших порцій розплавів, наприклад, сієнітів Велико-висківського масиву, в яких вміст F не визначався [2]. Таке припущення зроблено на підставі результатів попередніх досліджень [7], згідно з якими, апатит в асоціації з флюоритом, характеризується зниженим вмістом F. Водночас флюорит у досліджуваних нами породах КНП спостерігався тільки в сієнітах Велико-висківського масиву. Окрім того, вже висловлювалося припущення, що в породах Українського щита (УЩ), які формувалися в абісальних умовах, F входить до складу слюд, амфіболів та апатиту, заповнюючи в останньому повністю позицію додаткових аніонів. Водночас наявність флюориту властива породам, що кристалізувалися в гіпабісальних

умовах, в апатиті з яких фіксувався нижчий вміст F [7]. Імовірно, залежності між вмістом F і елементів-домішок (REE, Y) не існує, принаймні в досліджуваних наших зразках її не виявлено.

Апатити анортозитів і габроанортозитів. Найнижчий вміст REE (1317 ppm) за помірного збагачення $LREE (La/Yb)_N$ (10,2) зафіксовано в апатиті з найбільш лейкократового анортозиту (подібного до так званих ранніх анортозитів з ксенолітів). В інших зразках апатиту з цієї групи порід максимальна концентрація REE досягає 5517 ppm за паралельного збагачення $LREE ((La/Yb)_N$ до 29,4). Подібна тенденція спостерігається і за розподілом Sr, мінімальну концентрацію якого також виявлено в апатиті лейкократового анортозиту з найнижчою концентрацією REE. В інших породах цієї групи концентрація Sr перебуває майже на одному рівні. Розподіл Ba є неодноріднішим, за вмістом якого виділяються апатити з низькою — 79 і 87 ppm (цікаво, що в цю групу потрапили як апатити із анортозиту із гранофіровими ділянками, так і без них), і помірними (315—365 ppm) концентраціями. Певних кореляційних зв'язків між концентраціями Ba та інших елементів-домішок, зокрема і Rb, не спостерігається.

У хондритнормованих спектрах REE усіх апатитів з анортозитових порід чітко виражені глибокі Eu-аномалії (Eu/Eu^*) у межах 0,06—0,14 (рис. 1, а). Водночас найглибшу аномалію виявлено в олівінвмісному габроанортозиті з підвищеним вмістом REE (5469 ppm), а в "білому" лейкократовому анортозиті з найнижчим вмістом REE (1317 ppm) ця аномалія має проміжне значення (0,14).

Концентрації Th і U виявилася дещо підвищеними, хоча таке припущення є дещо суб'єктивним, оскільки у нас немає можливості порівнювати концентрації цих елементів як у апатитах із подібних порід УЩ, так і за обмеженими літературними даними. Проте простежується чітка позитивна закономірність до зростання концентрації Th і U з підвищенням REE, що узгоджується із високими коефіцієнтами розподілу цих елементів у апатиті ($D_{Th} = 23$ і $D_U = 25$ [16]).

Апатити норитів, монцодіоритів, габроноритів і габротроктолітів. Апатити із та-

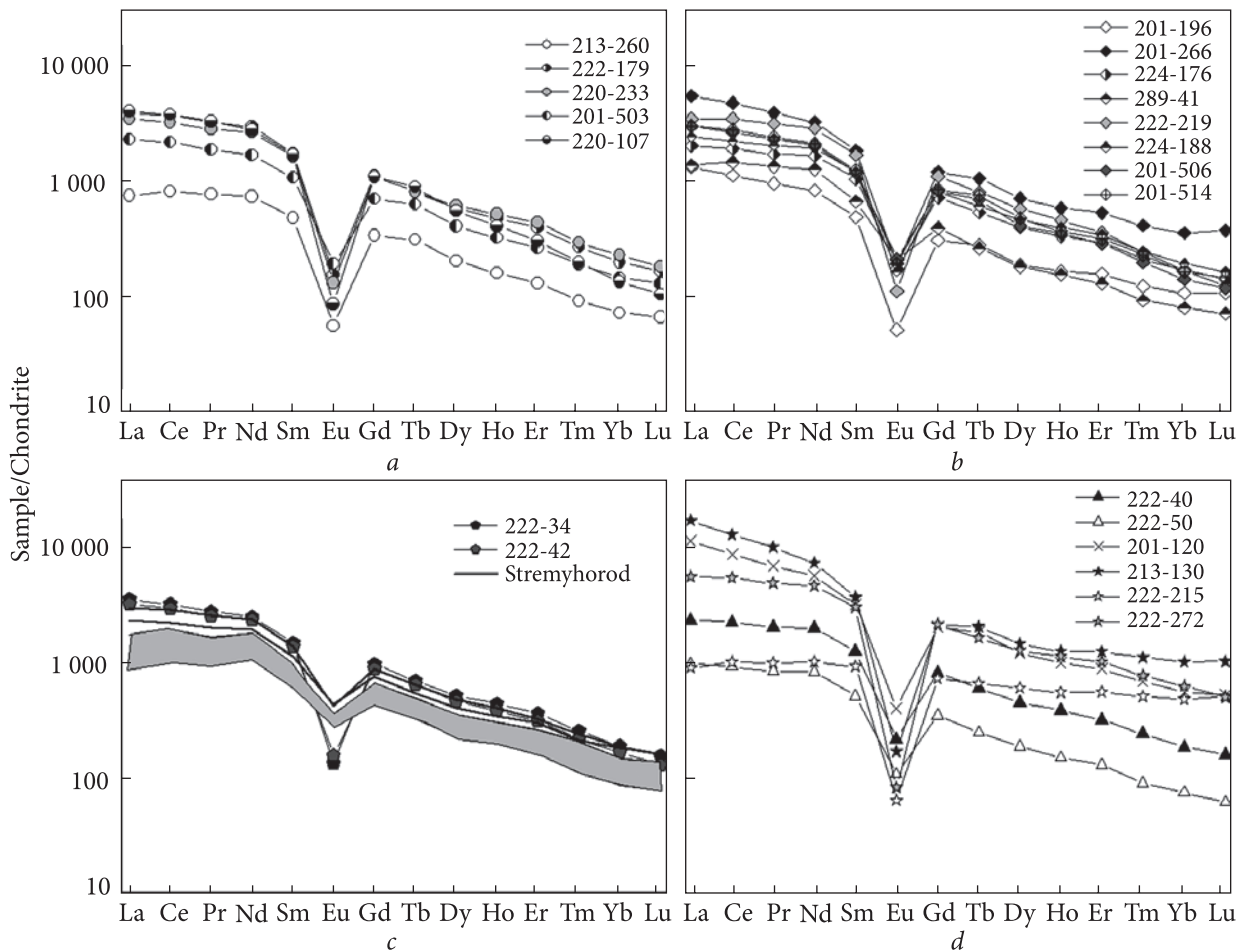


Рис. 1. Хондритнормовані спектри REE із апатитів КНП: *a* — анортозити, габроанортозити; *b* — норити, монцодіорити, габронорити і габротроктоліти; *c* — рудонесні габронорити КНП; суцільні лінії — Стремигородське родовище (за даними авторів); сіре поле — Федорівське родовище, за [17]; *d* — середні та кислі породи. Номери на рисунку відповідають номерам зразків у табл. 1. Нормування виконано за даними (McDonough, Sun, 1995)

Fig. 1. Chondrite-normalized patterns of REE from apatites of Korsun-Novomyrhorod pluton (by McDonough, Sun, 1995): *a* — anorthosites, gabbroanorthosites; *b* — norites, monzodiorites, gabbro-norites and gabbro-troctolites; *c* — ore gabbro-norites of KNP; thick solid lines — Stremyhorod deposit (by authors data); gray area — Fedorivka deposit by [17]; *d* — intermediate and acidic rocks. Numbers are the same as in Table 1. The normalization is performed according to the data (McDonough, Sun, 1995)

ких типів порід, як і в розглянутих анортозитах і габроанортозитах, характеризуються подібним діапазоном коливань концентрації REE (1667—6742 ppm), а середній їхній вміст майже збігається з таким у анортозитових різновидах (рис. 1, *b*). Варто зазначити, що концентрація елементів-домішок в апатитах габроїдів може проявляти значну варіабельність. Так, наприклад, в апатитах з двох зразків монцодіоритів (йотунітів) (св. 201), які є практично однаковими за хімічним і мінеральним складом, загальний вміст REE виявився доволі відмінним з різницею в чотири рази (6742 і 1667 ppm відповідно), хоча

співвідношення деяких лантанодів залишаються близькими, або практично однаковими, як і величина Eu-аномалії ($Eu/Eu^* 0,13$). Приблизно така ж неоднорідність спостерігається і у розподілі інших елементів (Y, Sr, Ba, Th, U), концентрація яких, окрім Ba, збільшується водночас із REE. Наразі автори не мають однозначного пояснення такої контрастності у розподілі цих елементів. З одного боку, такі розбіжності у концентрації домішкових елементів у апатитах, можливо, зумовлені значною домішкою (включення, зростки) розчинного в HNO_3 мінералу (наприклад, карбонату) в одному з концентра-

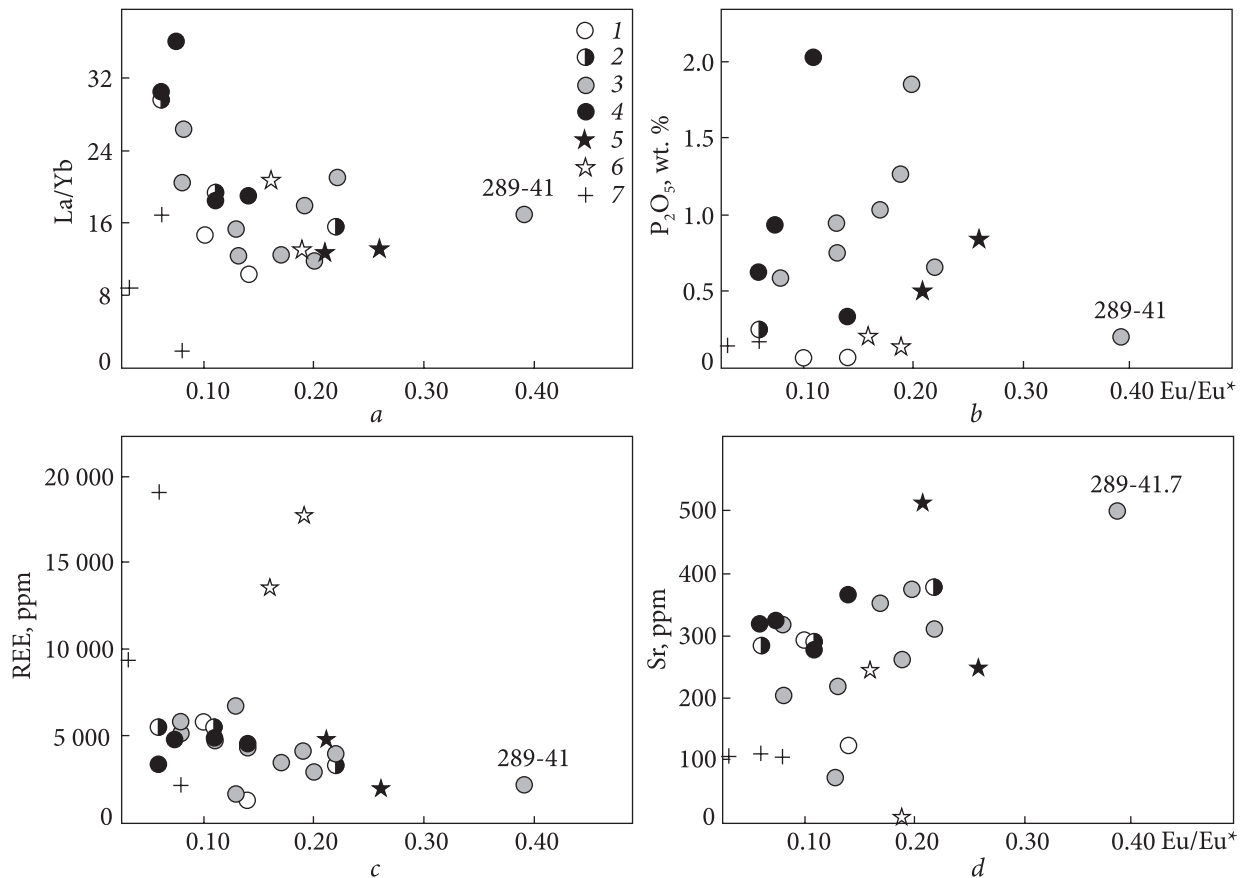


Рис. 2. Кореляційні залежності вмісту деяких елементів і величини Eu/Eu^* в апатитах: 1 — анортозити; 2 — габроанортозити; 3 — норити, олівінові норити, троктоліти і габротроктоліти; 4 — рудні габро; 5 — монзоніти; 6 — сьеніт; 7 — граніти. Графіки побудовано з урахуванням даних [2]

Fig. 2. Correlation content of some elements and Eu/Eu^* in apatites: 1 — anorthosite; 2 — gabbroanorthosite; 3 — norite, olivine norite, troctolite and gabbrotroctolite; 4 — ore gabbro; 5 — monzonite; 6 — syenite; 7 — granite. Additional data are used from [2]

тів апатиту, для якого визначено низький уміст елементів-домішок.

Хондритнормовані спектри розподілу *REE* всіх апатитів габро-норитової серії практично паралельні (рис. 1, *b*). За винятком одного аналізу апатиту (зр. 289-41), у всіх фіксуються глибокі негативні *Eu*-аномалії (0,08—0,22) (рис. 2). Стосовно зр. 289/41 із найменшою для такого типу порід *Eu*-аномалією (0,39), то його відібрано з відокремленої інтрузії основних порід у північній ендоконтактовій частині КНП, про що йтиметься нижче. Окрім того, у апатиті з нього фіксується одна з найнижчих для основних порід концентрація *REE* (2145 ppm) та підвищена *Sr* (502 ppm). Відношення $(La/Yb)_N$ для апатитів цієї групи зростає від 12 до 20 від норитів до габротроктолітів з підвищенням залізистості порід (тобто їхньою диференційованістю), під-

вищенням концентрації *REE* та зниженням вмісту *An*-міналу в плагіоклазі (з An_{48} до An_{10}). Зі зниженням останнього знижується і концентрація *Sr*. Така кореляція відношення $(La/Yb)_N$, концентрації *REE* і *Sr* в апатитах із *An*-міналом у плагіоклазах дає деякі підстави вважати, що насичення апатитом досягалося на пізніших стадіях диференціації розплаву після фракціонування силікатів і *Fe-Ti* оксидів.

Середня концентрація *Th* і *U* в апатитах норитів і норитотроктолітів подібна до такої у анортозитах (рис. 3). Підвищення їхнього вмісту спостерігається лише у зразках монцодіоритів, де апатит і плагіоклаз утворюють "поїкілітові" структури. На спектрах, нормованих до примітивної мантії для останніх, чітко проявляється збагаченість на *Th* і позитивні аномалії для *U* (рис. 3). Загалом як

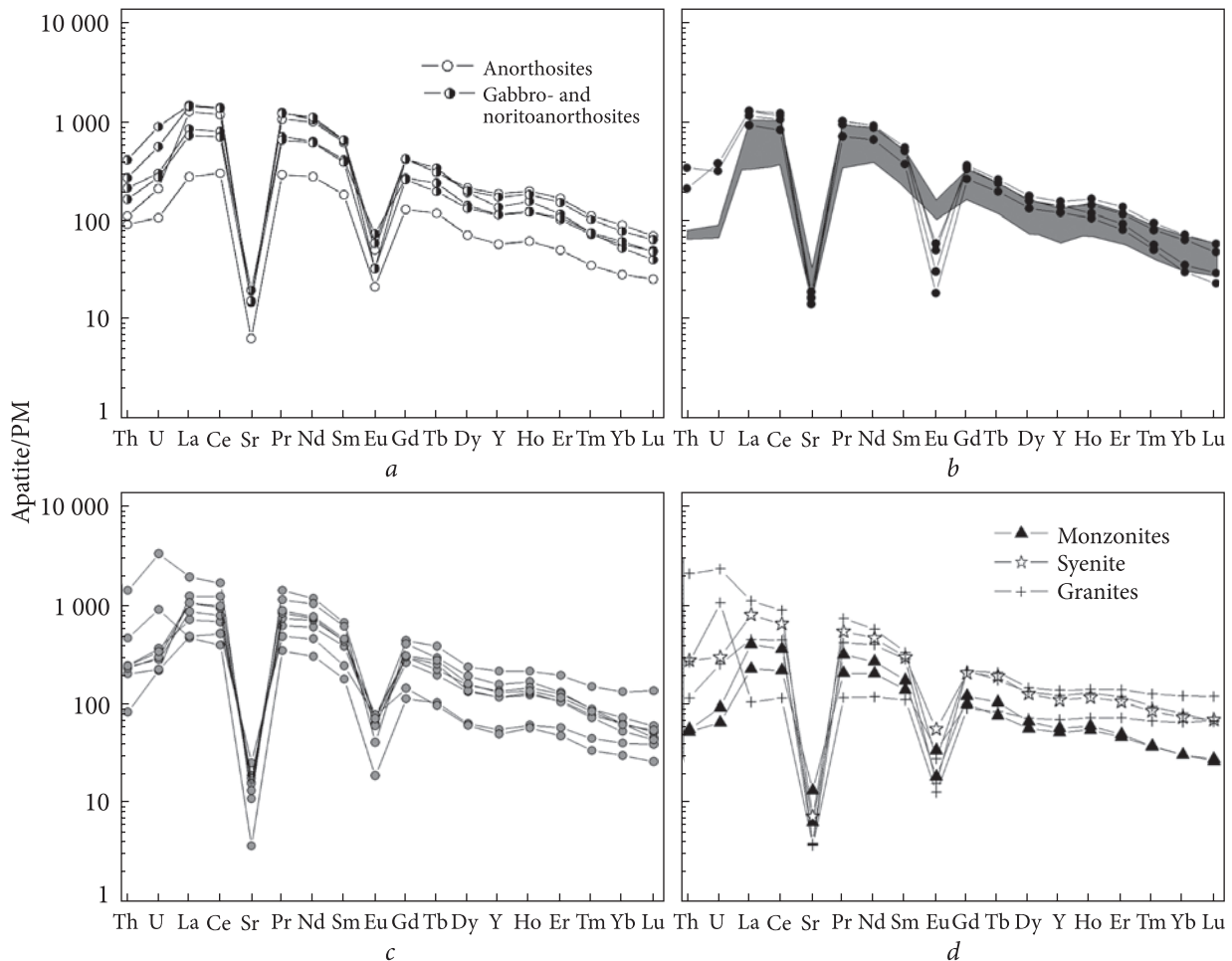


Рис. 3. Спектри рідкісних елементів із апатитів КНП нормовані до примітивної мантії (McDonough, Sun, 1995). Умовні позначення див. рис. 2

Fig. 3. Trace element patterns of apatites from Korsun-Novomyrhorod pluton normalized to primitive mantle (McDonough, Sun, 1995). Legend is the same as in Fig. 2

для анортозитів, норитів, так і норитотроктолітів відмічається слабка тенденція до зростання концентрації радіоактивних елементів із підвищенням вмісту REE або зниженням вмісту Ап-міналу в співіснуючих плагіоклазах.

Апатит з рудних габроноритів. Уміст REE в обох зразках апатиту виявився майже однаковим (4380 і 4751 ppm) і подібним до такого в апатитах Носачівського родовища [5]. Цікаво, що за валовим умістом REE і Y досліджувані апатити виявилися подібними до таких в апатитах Стремигородського та Федорівського родовищ (рис. 1, с), відрізняючись від останніх глибокою Eu-аномалією. Нормалізовані до хондриту REE спектри апатитів з рудних порід КНП є збагаченими на LREE і за формою досить подібними до та-

ких із апатитів у Fe-Ti-P родовищах Коростенського плутону. Хоча в останніх апатитах збагачення LREE проявлено слабше (Стремигородське $(La/Yb)_N$ 11,9—14,9; Федорівське $(La/Yb)_N$ 9,9—11,9). Ще вищий рівень збагачення LREE фіксувався для апатитів Носачівського родовища $(La/Yb)_N$ 32—38). Окрім того, у досліджуваних апатитах також простежується підвищення, як і для апатитів із розглянутих вище порід, концентрації Th і U (в апатитах Носачівського родовища вміст останніх не визначався) відносно згаданих родовищ Коростенського плутону. Характерною особливістю спектрів апатитів із досліджуваних рудоносних габроноритів, яка вперше відмічалася для апатитів Носачівського родовища, є незвично глибокі негативні Eu-аномалії — 0,11—0,14 і

0,06—0,07, відповідно (тобто в Носачівському родовищі вони навіть глибші). Водночас для спектрів *REE* апатитів із родовищ Коростенського плутону ця величина є значно меншою (Стремигородське та Федорівське родовища Eu/Eu^* 0,37—0,45 і 0,36—0,56 відповідно). Хоча, заради об'єктивності, слід зауважити, що досліджувані габронорити та рудоносні породи Носачівського родовища належать до "норитового" типу (ортопіроксен значно переважає над клінопіроксеном, тоді як в Стремигородському родовищі рудоносні породи представлені сублужними троктолітами з незначним вмістом клінопіроксену (так званого титанавгіту) або габротроктолітами (без ортопіроксену).

Апатити калішпатових габроїдів, монзонітів і сієнітів. Доволі високий вміст *REE* (6376 ppm), який фіксувався в ортоклазовому нориті (йотуніті), виявлено і в габроїді, названому нами монзонітом (габромонзонітом), який за хімічним і мінеральним складом подібний до йотуніту. Підвищена концентрація *REE* в апатиті останнього, ймовірно, є результатом кристалізації із найфракціонованішого основного розплаву, на що вказують надзвичайно глибоке значення Eu^* (0,07) та найвище, серед апатитів основних порід, співвідношення $(La/Yb)_N$ 24,7. Водночас концентрація елементів-домішок в апатиті із монзоніту виявилася подібною до розглянутих основних порід.

Як уже згадувалося, апатит аналізувався із дайкових монзонітів, відібраних із однієї свердловини і невеликим інтервалом відбору. Проте, отримані результати виявилися досить контрастними (табл. 2), один з яких геохімічно подібніший до апатитів із розглянутих основних порід габроноритової серії, дещо відрізняючись підвищеним вмістом Sc (4,2 ppm), інший — за пониженим вмістом елементів — подібніший до апатитів із анортозитів. Водночас співвідношення *LREE* та *HREE*, величини відношень La/Sm , La/Yb та Eu/Eu^* у цих двох зразках залишаються дуже подібними. Щодо розходження за вмістом елементів-домішок у апатитах дайкових порід монзонітового складу, то на цьому етапі досліджень їх можна пояснити тим, що в цих породах значна частина мінералів (переважно плагіоклаз і піроксен), олівін, зокрема

апатит є ксенокристами, захопленими з навколишніх і глибше залягаючих порід під час виверження дайкового розплаву. Тому в цих породах можуть бути як власні, так і ксеногенні апатити з різних порід, з різним їхнім кількісним співвідношенням.

Різким збагаченням *REE* та Y (13516 і 1559 ppm) вирізняється апатит із клінопіроксен-фаялітового сієніту (зр. 201-120, рис. 1, 2) із центральної частини плутону, який за вмістом цих елементів є близьким до апатиту із сієніту крайової частини плутону. У першому, водночас із різким збільшенням концентрації *REE* та Y, паралельно і стрибкоподібно зростає вміст Th, U і особливо Ba. Підвищена концентрація Ba (2598 ppm) за незначної позитивної Eu-аномалії (Eu/Eu^* 1,04) фіксувалася і в самому сієніті. Ще вища концентрація *REE* та Y (17669 і 2281 ppm відповідно) фіксувалася в апатиті із фаяліт-геденбергітового сієніту з Великовисківського масиву [2]. Варто зазначити, що незважаючи на високу концентрацію *REE* та подібність значень Eu/Eu^* , апатит із проаналізованого сієніту відмінний від апатиту Великовисківського масиву нижчою концентрацією Y (1559 ppm) та вищою Sr (243 ppm), за суттєвішого переважання *LREE* ($(La/Yb)_N$ 19,6). Тобто апатит з останнього геохімічно ще подібніший до таких із гранітів рапаківі. За характером розподілу *REE* на хондритнормованих спектрах та величиною Eu/Eu^* апатити із габромонзоніту та монзоніту є подібними до таких у апатитах із розглянутих основних порід, тоді як апатит із сієніту має значну подібність до апатитів із рапаківі.

Апатити з гранітів рапаківі. Апатит з гранітів характеризується значною контрастністю за вмістом головних елементів-домішок, за винятком Sr, концентрація якого залишається однаковою в усіх зразках і є найнижчою (за винятком апатиту із сієніту Великовисківського масиву) з-поміж усіх проаналізованих різновидів порід. Найбільший розкид даних зафіксовано для *REE*, найвищі концентрації яких зафіксовано у фаялітових різновидах гранітів. Апатит з граніту, який контактує з анортозитами, виявив найвищий вміст *REE* (19060 ppm), що навіть трохи більше, ніж у фаялітовому сієніті. Хондритнормовані спектри *REE* фаялітових гранітів

і фаялітового сієніту доволі подібні, відмінності проявляються лише на відрізку *HREE* від *Ho* до *Lu*, де намічається деяке "виположування" спектрів (рис. 1, *d*). У зразку із безфаялітового граніту і найнижчим вмістом *REE* (2187 ppm) лінія спектра *REE* подібна до таких в апатитах із монзонітів, проте відмінний максимальним збагаченням *HREE* ($(La/Yb)_N$ 1,8), унаслідок чого права частина спектра стає практично горизонтальною. Спектри з усіх трьох зразків, як і для інших порід КНП, мають глибокі негативні *Eu*-аномалії, досягаючи мінімуму 0,03 (табл. 2). Тобто в гранітах паралельно зі зменшенням суми *REE* відбувається відносне збагачення *HREE*, *Y* та *Sc*. У зразку з найнижчим вмістом *REE*, *Y* навіть переважає над *Nd* (у всіх інших зразках порід $Nd > Y$). Окрім того, у цьому ж зразку зафіксовано найвищу концентрацію *Ba*, на загальному тлі його підвищеного вмісту в усіх трьох зразках.

Отже, в апатиті з найпоширеніших гранітів спектр *REE* відмінний від таких в апатитах з інших порід КНП. Зазначимо, що подібні спектри *REE* спостерігаються переважно у більшості рапаківі, за опублікованими та частково нашими даними.

З наведених результатів не зовсім зрозумілим є підвищений або високий вміст *REE* саме в апатитах із фаялітових гранітів та подібність їх до спектрів *REE* апатитів з сієнітів (та й з інших порід КНП), тоді як апатити із "безфаялітового" граніту (найпоширенішого в плутоні) він різко відмінний.

Роль апатиту в концентруванні елементів-домішок. Досить часто, за відсутності або вкрай низького вмісту інших мінералів-концентраторів, апатит в основних породах є головним мінералом, який контролює поведінку мікроелементів. Для оцінки впливу апатиту на концентрацію мікроелементів у різних типах порід було виконано розрахунки балансу мас. Зазначимо, що такі розрахунки можливо виконати лише для тих зразків, в яких наявні дані щодо концентрації *REE*, *Th*, *U*, *Eu*, *Sr* та *Y* в породах та апатитах з них. Геохімічні характеристики вміщувальних є авторськими даними. Водночас ми припускаємо, що 100 % P_2O_5 наявного в породах концентрується в апатиті. Відсоток кожного елемента у породі, зумовленого

вмістом апатиту, розраховувався за допомогою рівняння:

$$W^i = C_a^i F_a / C_w^i \cdot 100,$$

де W^i — масовий відсоток елемента *i* в породі, що пов'язаний з апатитом; C_a^i — концентрація елемента *i* в апатиті; C_w^i — концентрація елемента *i* в породі; F_a — масова частка апатиту.

Виконані підрахунки свідчать, що в габроанортозиті (зр. 220-107) на апатит припадає 44 % від суми *REE* та 28 % від концентрації *Y*, ще менша його роль у концентруванні *U* і *Th* (21 і 7 % відповідно) і незначна для *Eu* і *Sr* (1,9 та 0,4 %).

У троктоліті (зр. 224-188) апатит уже контролює концентрацію більшості *REE* та *Y* (по 76 %), а також має значний вплив на концентрування *U* (45 %), менше для *Th* (27 %). Порівняно з анортозитами, зростає його вплив і на концентрацію *Eu* і *Sr* (до 10 та 1,8 % відповідно). Приблизно такі ж закономірності відмічено і в рудному нориті (зр. 222-34,5), з тією різницею, що зменшується вплив апатиту на накопичення *U* і *Th* (26 і 7 % відповідно), але збільшується для *Eu* і *Sr* (20 і 4,9 % відповідно).

У середніх і кислих породах плутону вплив апатиту на концентрування згаданих елементів-домішок суттєво зменшується. Так, у монзоніті (зр. 222-40,4) апатит контролює менше 20 % концентрації *REE* з *Y*, тоді як в сієніті (зр. 201-120,5) його роль дещо підвищується (до 35 і 26 % відповідно), а в граніті (зр. 212-129,5) знову знижується. В ряду монзоніт — сієніт — граніт зростає частка *U* і *Th* зв'язаних з апатитом, але водночас зменшується — *Sr* і *Eu*.

Обговорення отриманих результатів. У різних типах досліджуваних порід КНП апатити мають неоднаковий вплив на концентрування сумісних із ним елементів-домішок (*REE*, *Y*, *Sr*, *Th*, *U*). Найсуттєвіший його вплив проявлено в мезо- і меланократових основних породах, де апатит контролює концентрацію більшості *REE*, особливо *LREE* (за винятком *Eu*), та *Y*. В середніх і кислих породах апатит збагачується на *Th* і *U*, проте його роль у нагромадженні *REE* є другорядною, попри високий їхній вміст в апатиті. Останнє, ймовірно, зумовлено як низьким вмістом

P_2O_5 у гранітоїдних розплавах, так і геохімічними характеристиками гранітоїдів і наявністю інших акцесорних фаз (аланіт, титаніт, бритоїт), що також концентрують ці елементи.

Аналіз особливостей розподілу фосфору в головних типах порід КНП вказує, що він, як типовий несумісний елемент, у процесі фракціонування головних силікатних і рудних мінералів концентрується у залишкових розплавах, що зумовлює його переважно інтерстиційне положення в породах [23]. Як відомо, первинні розплави основного складу зазвичай є недонасиченими фосфором, кількість якого в процесі диференціації зростає до перших або кількох відсотків, після чого відбувається концентрування і кумуляція апатиту.

Такі висновки узгоджуються із виявленими закономірностями накопичення Sr та REE у досліджуваних апатитах (рис. 2). Так, за мірою зменшення значень Eu/Eu^* в апатиті, намічається тенденція до зниження концентрації P_2O_5 у породах від меланократових основних порід до сієнітів і гранітів, що узгоджується із вищою розчинністю фосфору в основніших розплавах (збіднених SiO_2 і збагачених на CaO).

Хондритнормовані спектри апатитів з усіх порід КНП (за винятком одного нориту із крайової частини плутону) характеризуються надглибокими Eu-аномаліями, що проявляється навіть у апатитах з тих порід, для яких типовими є значні позитивні Eu-аномалії (передусім анортозити). Така закономірність виявилася очікуваною, враховуючи результати попередніх досліджень апатитів із таких контрастних за мінеральним і хімічним складом порід, як рудні (apatит-ільменітові) габронорити Носачівського родовища та фаяліт-геденбергітові сієніти Велико-висківського масиву [2, 5]. Окрім того, усі спектри REE апатитів із основних і середніх порід КНП виявилися збагаченими на LREE і деплетованими на HREE, що, враховуючи незначну роль плагіоклазу в концентрації REE, передбачає і попереднє фракціонування із розплаву кліно- або ортопіроксену. Відомо, що останні концентрують переважно HREE ($D_{Gd-Lu}^{Cpx/Liq} = 0,62-0,71$; $D_{Gd-Lu}^{Opx/Liq} = 0,7-0,47$), тоді як LREE

($D_{La-Eu}^{Cpx/Liq} = 0,06-0,33$; $D_{La-Eu}^{Opx/Liq} = 0,002-0,06$) є несумісними у базальтових магмах [19]. Окрім того, REE є несумісними в олівінах та рудних мінералах [15, 20]. Ще одним непрямим підтвердженням цієї точки зору може слугувати низька концентрація Sc в апатитах основних порід, який є сумісним з піроксенами, особливо з клінопіроксеном, плагіоклазом, магнетитом та ільменітом, кристалізаційне фракціонування яких буде знижувати концентрацію Sc у залишкових порціях розплаву.

Високу концентрацію Sr і найбільше значення Eu/Eu^* зафіксовано лише в одному аналізі апатиту (зр. 289-41) із крайової (ендоконтактової) частини плутону (рис. 2), який представляє найменш диференційований ($Fe/(Fe + Mg) = 0,51$) тип порід із відомих на сьогодні в КНП. В апатиті з цього нориту виявлено максимальні серед досліджуваних апатитів значення Eu/Eu^* та концентрації Sr (у породі вміст елементів-домішок не визначався), і водночас порода має низький вміст P_2O_5 (0,21 %). Це може свідчити про досить низький первинний вміст фосфору в розплавах і його акумуляцію до вищих концентрацій лише за інтенсифікації процесів диференціації. Проте головним фактором, який контролює кристалізацію апатиту в основних породах, залишався ступінь насичення розплаву фосфором. На усіх графіках (рис. 2) апатит з ендоконтактового нориту є початковою точкою загального тренду, який свідчить, що за мірою посилення процесів диференціації у певному вихідному розплаві відбувається зростання концентрації REE, особливо LREE ($D_{REE}^{Ap/Liq} = 12-20$ [16]), які є несумісними у силікатних мінералах і концентруються переважно в апатиті. Водночас знижується концентрація Sr (рис. 2), який за ранньої кристалізації плагіоклазу, як і Eu^{+2} , концентрується переважно в останньому ($D_{Sr}^{Pl/Liq} = 1,7$ [15], $D_{Sr}^{Ap/Liq} = 1,37$ [21]), оскільки є несумісним із клінопіроксенами, олівіном і Fe-Ti оксидами.

Водночас найменші показники цих параметрів притаманні апатитам із гранітів і сієнітів, що можна розглядати як результат їхньої кристалізації із найдиференційованіших фракцій залишкового розплаву, або внаслідок часткового гібридизму з міграцією

збагачених *LILE* та *REE* флюїдів у навколишніх породах. Нагадаємо, що як в апатиті із сієніту Великовисківського масиву, так і в апатитах із коростенських гранітів фіксується надзвичайно низький вміст Sr (5—15 ppm) [3, 13]. Зазначимо, що в апатитах із гранітів та фаялітового сієніту КНП вміст Sr значно вищий (табл. 2). В апатитах з цих гранітів також вищий вміст Y (893—2048 ppm), порівняно з коростенськими (942—1027) [3]. Ця геохімічна особливість апатитів є специфічною для КНП і відрізняє їх від апатитів як з порід Коростенського плутону, так і з інших масивів та порід Українського щита.

Спектри, нормовані до примітивної мантії, свідчать про збагаченість апатитів з усіх типів порід КНП на *LREE* ($(La/Lu)_N$ 10,8—36) з чіткими глибокими негативними аномаліями для Sr і Eu, менше вираженими для основних і середніх порід є негативні аномалії U і Th (рис. 3). Як зазначалося, негативні аномалії Sr і Eu є результатом їхньої низької, порівняно з іншими *REE*, сумісності із апатитом. Окрім того, відомо, що особливості розподілу і концентрування Eu значною мірою залежать від його валентності й окисно-відновних обстановок (f_{O_2}) магматичної системи. Відомо, що в кристалічній структурі апатиту концентрується переважно Eu^{3+} , тоді як Eu^{2+} входить переважно до польового шпату. Отже, повсюдні негативні Eu-аномалії в апатиті можуть вказувати не лише на раннє фракціонування плагіоклазу, а й на високівідновні умови кристалізації магми. Оскільки низька фугітивність кисню зумовлює низьку частку Eu^{3+} у магматичному розплаві, це призводить до обмеженого входження Eu в апатит, і, як наслідок, зумовлює його значні негативні аномалії [22] в апатиті, що кристалізувався на завершальних етапах.

Принагідно зауважимо, що апатити з такими глибокими (як в породах КНП) Eu-аномаліями в природі трапляються вкрай рідко. Наприклад, серед апатитів з різних типів порід Норвегії, охоплюючи й провінцію Рогаланд (*Rogaland*), основні породи якої мають подібність з такими КНП, тільки в одному зразку цього мінералу з нельсоніту зафіксована низька величина (Eu/Eu^* 0,11) цієї аномалії [18]. Окрім того, глибокі Eu-аномалії (0,05—0,22) зафіксовано в апатитах із ксено-

літів кристалослацю та гнейсу, які залягають серед гранітоїдів бердичівського комплексу, а також із ендербіто-гнейсів і ендербітів Одеського та Літинського кар'єрів [10]. Такий же глибокий Eu-мінімум (010) наявний у граніті (чарнокіті?), який контактує з кристалосланцем тиврівської товщі. Хоча автори згаданої роботи і наводили деякі пояснення геохімічної специфіки апатитів з цих порід, проте у контексті отриманих нами даних, видається ймовірнішою кристалізація апатиту в *PT*-умовах, подібних до таких в КНП (глибокий ерозійний зріз — гранулітова фация — та низька фугітивність кисню), що призвело до таких глибоких Eu-аномалій.

Водночас коефіцієнт розподілу Sr для плагіоклазу і апатиту практично не відрізняється [16], що, за умов раннього фракціонування плагіоклазу із розплаву, спричинило зниження концентрації Sr у залишкових порціях. Відповідно, апатит у породах КНП, кристалізація якого починалася лише на останніх етапах із деплетованих на Eu і Sr розплавів, успадкував їхні геохімічні особливості.

На прикладі геохімічних характеристик апатитів Носачівського родовища, з урахуванням низки інших мінералогічних даних цих порід, ми вже висловлювали припущення про кристалізацію, принаймні порід із багатими ільменітовими рудами, у високовідновних умовах [5]. Як пояснювалося авторами раніше, і це підтверджується новими результатами, усі породи КНП розкриті сучасним ерозійним зрізом, є результатом кристалізації в абісальних і відновних умовах у комбінації з інтенсивним фракціонуванням плагіоклазу та фемічних силікатів. Наведені в цій статті результати досліджень дають можливість поширити цей висновок і на КНП загалом, вважаючи його одним з найеродованіших аортозит-рапаківігранітних плутонів, переважна частина порід якого кристалізувалася в абісальних умовах і за низької f_{O_2} . Водночас апатит кристалізувався із недосичених фосфором розплавів як пізніший мінерал [4] й успадкував деплетований на Eu (екстрагований плагіоклазом) склад *REE*.

Порівняння спектрів апатитів із рудоносних порід Федорівської та Стремгородської інтрузій Коростенського плутону та рудних порід КНП також вказує на їхню значну по-

дібність як за концентраціями *REE*, так і за співвідношенням *LREE/HREE*. Найбільша відмінність проявляється саме у значно вищих вмістах P_2O_5 у цих породах та величинах негативних *Eu*-аномалій (рис. 1), що підтверджує відмінності умов кристалізації, а саме f_{O_2} , та складу материнських розплавів для рудоносних порід плутонів. Винятком є лише апатит із Пенізевицького рудопрояву багатих ільменітових руд Коростенського плутону, який виявився дуже подібним до Носачівського родовища, в апатитах яких також виявлено незвично глибокі *Eu*-аномалії, і контрастно відмінним від апатитів з "типових" апатит-титаномagnetит-ільменітових родовищ Коростенського плутону, для яких величини негативних *Eu*-аномалій не опускаються нижче 0,36.

На даному етапі важче пояснити певну збагаченість деяких апатитів основних порід *Th* і *U*, а також наявність позитивних *U* піків для норитів із тонкопризматичним (раннім або одночасним) апатитом у кристалах плагіоклазу (рис. 3). З одного боку, негативні *U* і *Th* аномалії, характерні для апатитів більшості основних порід, відображають низьку сумісність цих елементів у структурі апатиту, порівняно з *REE*. З іншого боку, складність інтерпретації зумовлена тим, що оцінка коефіцієнтів розподілу цих елементів між апатитом та силікатними розплавами є кардинально різною, що, можливо, зумовлено іншими умовами проведення експериментів. Так, за даними [16, з посиланням на Duchesne, 1996] $D_{Th}^{Ap/melt}$ становить 23, $D_U^{Ap/melt}$ 25, тобто вони повинні накопичуватися в апатиті майже тією ж мірою, як і *REE*, тоді як за даними [21], для розплавів різного складу вони становлять <1 і $<0,7$ відповідно. Важливим у даних останніх є те, що у більшості випадків $D_{Th}^{Ap/melt}$ є більшим, відносно $D_U^{Ap/melt}$ і відповідає особливостям концентрації цих елементів у проаналізованих апатитах КНП. Зворотна залежність фіксується лише у випадку підвищення *ASI* у вміщувальній породі. Відповідно, якщо збагаченість на *Th* і *U* апатитів із гранітів і сієніту може віддзеркалювати підвищення концентрації цих елементів у самій породі, то для норитів із тонкопризматичним апатитом таке збагачення, враховуючи ранню або одночасну його кри-

сталізацію і низький вміст анортитового міналу (An_{14-15}) у плагіоклазі, ймовірно, зумовлені контамінованістю коровим матеріалом. Як відомо, підвищення в породах вмісту SiO_2 і Al_2O_3 та пониження CaO зменшують розчинність фосфору в основних породах, сприяючи його ранній кристалізації. Ця гіпотеза також підтверджується і певним виположуванням спектрів *REE* у *Tm-Yb-Lu* сегменті, що є типовою ознакою як хондрит-нормованих спектрів гранітоїдів, так і апатитів з них.

Судячи з наведених геохімічних особливостей апатитів, основні породи і граніти рапаківі КНП формувалися автономно і лише в приконтактовій зоні цих порід апатити з фаялітових гранітів подібні до таких в сієнітах. Останні, ймовірно, є диференціатами базитової магми (або деяких її порцій). Проте згідно з геохронологічними дослідженнями [12], граніти є як молодші (частіше), так і древніші, порівняно з основними породами.

Висновки. Вихідні розплави КНП характеризувалися значною деплетованістю на *P*, що зумовлює низький вміст апатиту, а також пізню його кристалізацію у більшості плутонічних основних породах як найменше диференційованих представників, так і кумулятивних меланократових і рудних їхніх різновидах. Концентрація *P* у серії основних порід зростає із ступенем їхньої диференційованості, а кристалізація апатиту як найпізнішого мінералу відображається на геохімічних характеристиках залишкових порцій розплаву. Через ранню кристалізаційне фракціонування із розплаву плагіоклазу та фемічних силікатів досліджувані апатити КНП є суттєво збагаченими на *LREE*, деплетованими *Sr* і з надзвичайно низькими значеннями *Eu/Eu**. Низькі значення останніх, враховуючи відсутність магнетиту, наявність графіту та високу залізистість фемічних мінералів, підсилюються також відновними умовами кристалізації, які могли досягатися за абісальних умов кристалізації. За подібним рівнем концентрації елементів-домішок і схожими закономірностями їхнього розподілу в апатитах різних типів основних порід і монцонтів, обґрунтованим буде припущення про їхню кристалізацію із єдиного розплаву. За мірою посилення диференціації остан-

нього (пониженням Eu/Eu^*), підвищувалася концентрація P , натомість апатит збагачувався на Th , U , Y і REE (переважно за рахунок LREE) і збіднювався на Sr . Певні варіації цих елементів і відхилення від загального тренду в основних породах можуть обумовлюватися частковою контамінованістю первинних розплавів, а у дайкових монзонітах — захопленням ксеногенних кристалів апатиту із вмщувальних основних порід.

Понижений вміст P_2O_5 в рудоносних основних породах і рудах КНП (а також відсутність титаномagnetиту) та глибокі негативні Eu -аномалії в апатитах з них різко відрізняють їх від подібних рудних габроїдів Коростенського плутону, що дає змогу припускати як відмінності у хімічному складі вихідних розплавів, так і в умовах їхньої диференціації. Рудоносні породи КНП формувалися за раннього фракціонування ільменіту за високовідновних умов, за яких концентрація P в розплаві залишалася ще досить низькою, що перешкоджало масовій кристалізації апатиту.

Найвищий вміст REE виявлено в апатитах з фаялітвмісних сієнітів і фаялітових гранітів, які контактують з основними породами. Подібність геохімічних рис і закономірностей розподілу елементів-домішок в апатитах сієнітів можуть підтверджувати генетичний зв'язок сієнітових розплавів із основними породами. Водночас найвищий вміст REE в фаялітових гранітах, які контактують з осно-

вними породами, і подібність хондритнормованих спектрів REE до такого у сієніті (за співвідношенням LREE/HREE), вказує, що такі фаялітові граніти могли утворитися в процесі реакції однієї з порцій основного розплаву з кислим субстратом (закристалізованим гранітом) та міграцією збагачених флюїдів у новоутворений "гібридний" граніт. Водночас у найпоширеніших (і віддалених від основних порід) амфібол-біотитових і біотитових гранітах КНП апатит має помірну концентрацію REE , але максимально збагачується на HREE та Y , що загалом характерно для більшості гранітів.

На основі отриманих даних потенційні апатитові концентрати, які можуть попутно отримуватися під час видобутку ільменітових руд КНП, хоча й характеризуються допустимими як для апатитових концентратів із магматичних порід концентраціями Th (<50 ppm), проте низький вміст REE (<6000 ppm) у всіх типах порід, які характеризуються підвищеним вмістом TiO_2 та P_2O_5 , робить їх малоперспективною сировиною для попутного вилучення REE . Такий висновок є попереднім і ґрунтується лише на результатах, отриманих у процесі підготовки цієї публікації. Враховуючи їхній піонерський характер, для підтвердження або заперечення цих результатів необхідні детальніші дослідження із зосередженням уваги на рудоносних об'єктах Корсунь-Новомиргородського аортозит-рапаківігранітного плутону.

ЛІТЕРАТУРА

1. Акцессорные минералы Украинского щита. Ред. Мицкевич Б.Ф., Щербак Н.П. Киев: Наук. думка, 1976. 260 с.
2. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Самчук А.І., Красюк О.П., Амашукелі Ю.А. Закономірності розподілу REE , Y і Sr в апатитах ендегенних родовищ Українського щита (за даними ICP-MS). *Мінерал. журн.* 2012. **34**, № 2. С. 80—99.
3. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев: Наук. думка, 1988. 264 с.
4. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В., Братчук О.М., Мархай О.І., Нечаєнко О.М., Якубенко П.Ф. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит). *Мінерал. журн.* 2009. **31**, № 3. С. 55—78.
5. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Самчук А.І., Антоненко О.Г. Типохімізм апатиту із багатих ільменітових руд Корсунь-Новомиргородського і Коростенського аортозит-рапаківігранітних плутонів (Україна). *Мінерал. журн.* 2012. **34**, № 1. С. 76—80.
6. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Якубенко П.Ф. Петрологічні особливості Корсунь-Новомиргородського аортозит-рапаківігранітного плутону. *Мінерал. журн.* 2021. **43**, № 4. С. 25—49. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
7. Кривдік С.Г., Ткачук В.І. Петрологія щелочних порід Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с.
8. Личак И.Л. Петрологія Коростенского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 248 с.

9. Пономаренко О.М., Кривдік С.Г., Дубина О.В. Ендогенні апатит-ільменітові родовища Українського щита (геохімія, петрологія та мінералогія). Донецьк: Ноулідж, 2012. 230 с.
10. Пономаренко О.М., Самчук А.І., Лісна І.М., Сьомка Л.В., Швайка І.А., Проскурка Л.І., Швайка І.Д. Особливості розподілу РЗЕ в апатитах грануліто-гнейсових порід Подільського блоку Українського щита. *Мінерал. журн.* 2020. **42**, № 3. С. 27—38. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.027>
11. Самчук А.І., Огар Т.В. Сукач В.В., Вовк К.І. Хіміко-аналітичні особливості визначення рідкісноземельних елементів методом мас-спектрометрії в базит-ультрабазитах. *Зб. наук. пр. УкрДГПІ.* 2014. № 3—4. С. 168—177.
12. Шестопалова О.Є. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. ... дис. канд. геол. наук. Київ, 2017. 18 с.
13. Шнюков С.Є. Геохімія елементів-домішок в найбільш розповсюджених акцесорних мінералах: автореф. ... д-ра геол. наук. Київ, 2003. 35 с.
14. Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th в стандартных образцах серии ДВ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. *Заводская лаборатория. Диагностика материалов.* 2015. **81**(2). С. 10—20.
15. Aigner-Torres M., Blundy J., Ulmer P., Pettke T., Laser ablation ICP MS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. **153**. P. 647—667. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0168-2>
16. Bedard J.H., Parental magmas of the Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. **141**. P. 747—771. <https://doi.org/10.1007/s004100100268>
17. Duchesne J.C., Shumlyansky L., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasaltic evolution. *Lithos.* 2006. **89**, Iss. 3—4. P. 353—376. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.01.003>
18. Ihlen P.M., Schiellerup H., Gautneb H., Skar Q. Characterization of apatite resources in Norway and their REE potencial — A review. *Ore Geology Reviews.* 2014. **58**. P. 126—147. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.003>
19. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. **113**. P. 1—8. <https://doi.org/10.1007/BF00320827>
20. Nielsen R.L., Gallahan W.E., Newberger F. Experimentally determined mineral- melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. **110**. P. 488—499. <https://doi.org/10.1007/BF00344083>
21. Prowatke S., Klemme S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. **70**. P. 4513—4527. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.162>
22. Sha L.K., Chappell B.W. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. **63**. P. 3861—3881. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00210-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0)
23. Toplis M.J., Dingwell D.B. The variable influence of P₂O₅ on the viscosity of melts of differing alkali/aluminium ratio: implications for the structural role of phosphorus in silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. **60**. Iss. 21. P. 4107—4121. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00225-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00225-6)

Надійшла 14.04.2022

REFERENCES

1. Mitskevich, B.F. and Shcherbak, N.P. (eds) (1976), *Accessory minerals of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 260 p. [in Russian].
2. Dubyna, O.V., Kryvdik, S.G., Samchuk, A.I., Krasnyuk, O.P. and Amashukeli, Yu.A. (2012). *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 2. pp. 80-99 [in Ukrainian].
3. Esipchuk, K.E. (1988), *Petrological and geochemical bases of formation analysis of Precambrian granitoids*, Nauk. dumka, Kyiv, 264 p. [in Russian].
4. Kryvdik, S.G., Guravsky, T.V., Dubyna O.V., Bratchuk, O.M., Markhai, O.I., Nechaenko, O.M. and Yakubenko, P.F. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 3, pp. 55-78 [in Ukrainian].
5. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V., Samchuk, A.I. and Antonenko, O.G. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 1, pp. 76-80 [in Ukrainian].
6. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V. and Yakubenko, P.F. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 4, pp. 25-49 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
7. Kryvdik, S.G. and Tkachuk, V.I. (1990), *Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 408 p. [in Russian].
8. Lichak, I.L. (1983), *Petrology of the Korosten pluton*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 248 p. [in Russian].
9. Ponomarenko, O.M., Kryvdik, S.G. and Dubyna, O.V. (2012), *Endogenous apatite-ilmenite deposits of the Ukrainian Shield (geochemistry, petrology and mineralogy)*, Knowledge publ., Donetsk, UA, 230 p. [in Ukrainian].
10. Ponomarenko, O.M., Samchuk, A.I., Lisna, I.M., Somka, L.V., Shvaika, I.A., Proskurka, L.I. and Shvaika, I.D. (2020), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 42, No. 3, pp. 27-38 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.027>

11. Samchuk, A.I., Ogar, T.V., Sukach, V.V. and Vovk, K.I. (2014), *Coll. sci. works UkrDGRI*, No. 3-4, pp. 168-177 [in Ukrainian].
12. Shestopalova, O.Ye. (2017), *Geochronology of the Korsun-Novomyrhorod pluton*, Abstract of Ph.D. dis. geol. sci., Kyiv, UA, 18 p. [in Ukrainian].
13. Shnyukov, S.Ye. (2003), *Geochemistry of trace elements in the most common accessory minerals*, Abstract of D.Sc. geol. dis., Kyiv, UA, 35 p. [in Ukrainian].
14. Yasnygina, T.A., Markova, M.E., Rasskazov, S.V. and Pakhomova, N.N. (2015), *Factory laboratory. Diagnosis of materials*, Vol. 81, No. 2, pp. 10-20 [in Russian].
15. Aigner-Torres, M., Blundy, J., Ulmer, P. and Pettke, T. (2007), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 153, pp. 647-667. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0168-2>
16. Bedard, J.H. (2001), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 141, pp. 747-771. <https://doi.org/10.1007/s004100100268>
17. Duchesne, J.C., Shumlyanskyy, L. and Charlier, B. (2006), *Lithos*, Vol. 89, Iss. 3-4, pp. 353-376. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.01.003>
18. Ihlen, P.M., Schiellerup, H., Gautneb, H. and Skar, Q. (2014), *Ore Geology Revis*, Vol. 58, pp. 126-147. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.003>
19. Hart, S.R. and Dunn, T. (1993), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 113, pp. 1-8. <https://doi.org/10.1007/BF00320827>
20. Nielsen, R.L., Gallahan, W.E. and Newberger, F. (1992), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 110, pp. 488-499. <https://doi.org/10.1007/BF00344083>
21. Prowatke, S. and Klemme, S. (2006), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 70, pp. 4513-4527. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.162>
22. Sha, L.K. and Chappell, B.W. (1999), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 63, pp. 3861-3881. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00210-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0)
23. Toplis, M.J. and Dingwell, D.B. (1996), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 60, Iss. 21, pp. 4107-4121. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00225-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00225-6)

Received 14.04.2022

O.V. Dubyna, DrSc (Geology), Ass. prof.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022

E-mail: dubyna_a@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-6003-4873>

S.G. Kryvdik, DrSc (Geology & Mineralogy), Prof.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: kryvdik@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-8356-1115>

I.A. Shvaika, PhD (Geology), Research Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: ishvaika@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-9585-4380>

I.D. Shvaika, Lead Engineer

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: igor.d.shvayka@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1908-6639>

L.I. Proskurka, Junior Research Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: igmrproskurko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-5760-2000>

APATITE GEOCHEMISTRY IN ROCKS OF KORSUN-NOVOMYRHOROD ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE PLUTON

Trace element concentrations (REEs, Y, Sr, Th, U) in apatites from the most typical rocks of the Korsun-Novomyrhorod anorthosite-rapakivi pluton (KNP) were measured. Apatite was the last liquidous phase to crystallize in all the studied rocks because of the low P_2O_5 content in the primary melts. In the basic rocks, apatite is the main source of REEs, especially LREEs, except for Eu and Y. In intermediate and acidic rocks, apatites have minor influence on REEs concentrations, but they are more enriched in Th and U. All chondrite-normalized REE patterns of apatite show large negative Eu-anomalies ($Eu/Eu^* 0.03-0.21$). This anomaly as well as increased Sr contents is less prominent (0.39) only in apatite from the norite of the external part of the pluton. With increased magmatic differentiation, apatite becomes more enriched in REEs, but Sr is depleted in the basic and intermediate rocks. In

addition, all apatites from these rocks are LREE enriched and depleted in HREE and Sc which is consistent with earlier clino- or orthopyroxene fractionation, considering the minor amounts of REE in plagioclase. REE patterns normalized to the primitive mantle indicate LREE enrichment ($(La/Lu)_N = 10.8-36$) of apatites from all types of rocks with pronounced negative anomalies of Sr and Eu. This is the result of their low compatibility with apatite compared to other REEs. Inasmuch as the distribution of Eu is related to oxygen fugacity, we think that such unusually low Eu-anomalies reflect the initial melt differentiation under abyssal conditions. Thus, ubiquitous strong negative Eu-anomalies in apatites of all types of rocks are a result of two factors occurring during parent melt fractionation, namely early intensive plagioclase fractionation and highly reduced conditions during melt differentiation. By similar trace elements concentration and similarity of REE distribution in apatites it is probably that basic rocks and monzonites are derived from the same primary melt. At the same time, apatites from granites and syenites show maximum enrichment of REEs, especially HREE and Y. This indicates crystallization from residual differentiated melts (for syenites) or partial interaction of melts of various composition (basic and acidic) with migration of enriched LILE and REE solutions into acidic melts. The low content of P_2O_5 in ore-bearing rocks and ores of KNP, as well as the absence of Ti-magnetite and high iron enrichment of mafic minerals and the unusually strong and negative Eu-anomalies in apatites, clearly distinguishes them from the Fe-Ti-P ores of the Korosten pluton. This suggests differences in the chemical composition of primary melts as well as the physical conditions of their differentiation.

Keywords: apatite, geochemistry, anorthosites, gabbro, norites, ore-potential, Korsun-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield.