

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020>
УДК 552.311

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 ім. 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, Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: igor.d.shvayka@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1908-6639>

П.Ф. Якубенко, головн. геолог

ДП НАК "Надра України" Центрукргеологія"
18030, м. Черкаси, Україна, вул. Татинецька, 13
E-mail: yakubenkopf@gmail.com

Л.І. Проскурка, мол. наук. співроб.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. 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>

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГОЛОВНИХ ТИПІВ ПОРІД КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Розглянуто геохімічні особливості головних типів порід у межах Корсунь-Новомиргородського плутону Українського щита. Отримані дані дають підстави розглядати асоціацію основних і середніх порід плутону як таку, що виникла внаслідок диференціації первинного розплаву, подібного за складом до високоглиноземистих толейтів. Анортозити є найраннішими породами, що виникли на ранніх етапах кристалізації розплаву і фракціонування пагіоклазу. Хондритнормовані спектри REE анортозитів характеризуються

Цитування: Дубина О.В., Кривдік С.Г., Швайка І.А., Швайка І.Д., Якубенко П.Ф., Проскурка Л.І. Геохімічні особливості головних типів порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 2. С. 20—47. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020>

класичним для таких порід характером розподілу REE, із значними позитивними Eu-аномаліями, за низької концентрації REE. Наступна еволюція залишкового та збагаченого мафічними компонентами розплаву зумовлювала формування габро-анортозитів. Габронорити та норити плутону є результатом кристалізації залишкового, після відділення анортозитових і габро-анортозитових кумулятів, розплаву. Враховуючи високозалістий склад, основні породи представляють когенетичні із анортозитовими кумулатами залишкові розплави. Рудоносні норити носачівського типу, на відміну від більшості основних порід плутону, сформувалися на ранніх етапах унаслідок одночасної кумуляції в значних об'ємах польового шпату, ортопироксену та ільменіту, з наступним гравітаційним осадженням на нижчих рівнях магматичних камер. Серія монцоніт-сієнітів плутону за концентрацією більшості елементів-домішок є подібними між собою та основними породами, що дає підстави розглядати їх як результат кристалізації збагачених калієм диференціатів після розкристалізації анортозитів і габроноритів. Інтенсивна кристалізаційна диференціація монцонітових розплавів спричиняє появу високозалістих сієнітів великовисківського типу, збагачених на REE, Y, Zr, частково Nb, і деплетованих на Sr і Ba. Геохімічні характеристики рапаківі, хоча й виявляють значну подібність до монцонітових порід, проте краще узгоджуються за їхнім виникненням за рахунок плавлення деплетованої континентальної кори інтрузіями основних порід.

Ключові слова: Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит, анортозити, габро, норити, рапаківі, монцоніти, геохімія.

Вступ. Попри тривале і всебічне дослідження анортозитового магматизму, більшість аспектів їхнього петрогенезису (джерело генерації і склад первинних розплавів, обмеженість анортозитового магматизму у просторі та часі, тісна просторова та часова асоціація основних і кислих порід тощо) все ще інтенсивно дискутуються їхніми дослідниками і, в багатьох випадках, не мають однозначних пояснень. Навіть поверхневий аналіз обширної літератури, присвяченої як анортозитовому магматизму загалом, так і локальнішим його питанням (резервуар і механізм зародження та підйом розплавів, взаємодія із вміщувальними породами, механізм диференціації, генетичний зв'язок основних, середніх та кислих порід тощо) вказує на існування принаймні двох альтернативних точок зору по кожному з них. Звичайно, що такі обставини свідчать про складність проблематики, і вимагають комплексних підходів для отримання надійних геологічних доказів та об'єктивності їхньої інтерпретації у вирішенні окремих питань анортозитового магматизму.

У межах Українського кристалічного щита (УЩ) найвідомішими та найкрупнішими за масштабами прояву протерозойського магматизму є Коростенський і Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітні плутони. Враховуючи тривалу історію їхніх геологічних досліджень, деякі петрологічні та геохімічні особливості залишаються до цього часу або маловивченими, або нероз-

критими. Особливо показовим у цьому відношенні є Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП), геохімічна характеристика порід якого залишається слабо вивченою, а часто й майже нез'ясованою. Так, наприклад, у відомій монографії [23] для основних порід КНП з рідкісноземельних наведено тільки La, Ce, Yb, а також Y, які, ймовірно, визначалися напівкількісним спектральним аналізом. Деяко краще досліджено геохімію рідкісних елементів у гранітах цього плутону, характеристики яких наведено в публікаціях [9, 10, 23]. Проте і в цих роботах вказано лише неповні спектри REE та відсутні визначення Hf і Ta (за визначення Zr і Nb відповідно). Останнім часом краще у геохімічному відношенні охарактеризовано граніти Русько-Полянського масиву [11]. Причини такої слабкої, порівняно з Коростенським плутоном, вивченості порід плутону коротко розглянуто в роботі [17]. Водночас вагомі аргументи у висвітленні питань генезису та особливостей диференціації магматичних розплавів, зокрема в контексті становлення анортозит-рапаківігранітних плутонів (АРГП), можна отримати за комбінації сучасних геохімічних та ізотопно-геохімічних методів.

Мета роботи — висвітлити результати геохімічного дослідження головних типів порід Корсунь-Новомиргородського плутону, які, на думку авторів, разом із вже відомими петрографічними, геохронологічними та ізотопно-геохімічними даними, стануть додатковим фактором у розумінні геологічних

Хімічний склад головних типів порід Корсунь-Новомиргородського плутону та концентрація елементів
Composition (wt. %) and trace-elements concentration (ppm) in the main rock types of the Korsun'-Novomyrha

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sample	1602/ 106,5	68Д-7	1703/ 116	224/ 188	222/ 34,5	201/ 510	201/ 468,2	216/ 242	212/ 479	220/ 106-107	212/ 329,6
SiO ₂	22.04	33.82	36.82	42.40	47.24	43.11	44.19	46.99	50.78	45.58	42.55
TiO ₂	26.08	16.71	5.08	5.88	4.54	4.35	3.40	5.08	1.47	4.57	2.18
Al ₂ O ₃	9.62	7.87	8.78	17.04	12.24	8.70	10.07	17.83	20.69	18.63	14.14
Fe ₂ O ₃	3.24	0.75	1.36	1.73	1.52	0.09	0.09	0.75	1.68	0.18	5.08
FeO	28.78	23.24	30.26	15.73	15.30	25.66	25.48	12.72	7.44	13.65	10.01
MnO	0.33	0.24	0.36	0.26	0.29	0.38	0.39	0.18	0.17	0.21	0.22
MgO	3.28	7.21	8.45	3.01	4.01	2.45	1.96	4.79	3.74	4.88	8.01
CaO	3.60	3.50	4.80	7.24	6.72	8.23	8.20	6.98	6.45	6.51	7.34
Na ₂ O	1.30	1.89	1.20	3.42	2.21	3.42	3.34	2.60	4.00	2.74	2.40
K ₂ O	0.75	1.22	0.57	0.88	2.00	1.20	1.20	0.85	2.30	0.80	3.26
P ₂ O ₅	0.64	0.23	1.99	1.04	2.04	1.54	0.91	0.02	0.30	0.25	0.56
S _{tot}	0.08	0.21	0.04	0.16	0.03	0.24	0.23	0.10	0.10	0.18	0.05
H ₂ O	0.05	—	0.12	—	—	—	—	0.04	—	0.07	—
LOI	0.32	2.99	0.08	1.44	2.06	0.86	0.71	0.82	0.98	1.66	3.74
Total	100.11	100.27	99.91	100.23	100.20	100.23	100.17	99.70	100.10	99.82	99.54
X _{Fe}	0.84	0.65	0.68	0.76	0.70	0.85	0.88	0.61	0.57	0.61	0.51
AI	0.31	0.56	0.30	0.39	0.47	0.80	0.67	0.29	0.44	0.29	0.53
Cr	856.5	521.1	36.3	43.5	27.7	14.7	9.8	78.4	59.0	98.8	193.2
Co	104.15	115.30	155.06	50.57	48.4	25.51	24.36	52.11	24.25	60.75	48.5
V	1291.1	900.6	168.3	183.9	153.0	42.0	24.3	197.5	169.0	218.3	350.0
Rb	8.1	23.5	15.3	11.4	55.2	23.2	19.9	30.4	191.6	21.0	169.2
Ba	215.4	438.2	340.3	489.2	729.3	491.2	767.7	553.0	909.8	399.1	930.1
Sr	208.0	211.1	230.7	476.0	286.1	257.7	360.0	458.8	881.1	468.0	453.1
Nb	59.41	31.44	22.73	20.01	22.30	15.32	16.23	16.21	18.09	13.97	14.64
Ta	4.78	2.22	1.59	1.39	1.26	1.03	0.99	1.17	2.84	1.06	0.91
Zr	229	262	140.3	79.2	204	240	119	106	479	110	378
Hf	7.11	6.98	4.32	2.28	5.32	6.46	3.17	2.56	12.02	3.10	10.31
Sc	55.2	47.0	22.7	18.2	32.7	106.7	118.6	23.0	23.1	19.8	38.7
Y	11.95	17.19	36.33	18.75	52.57	35.96	36.91	14.37	22.92	12.54	27.73
La	12.93	23.87	41.05	18.94	64.82	31.67	30.51	22.94	43.34	14.52	32.43
Ce	28.93	52.37	91.71	42.24	143.89	73.43	73.81	48.99	99.31	29.90	77.33
Pr	3.52	6.58	12.62	5.69	18.18	10.08	10.39	5.34	11.13	3.57	9.97
Nd	14.82	28.60	54.64	25.74	75.68	42.93	45.51	20.64	44.93	15.72	38.57
Sm	3.13	5.59	11.06	5.62	15.78	9.86	10.03	4.15	8.08	2.94	7.67
Eu	0.86	1.08	1.60	2.23	1.89	2.21	2.97	2.00	2.56	1.64	1.98
Gd	2.98	4.79	10.62	4.71	13.13	8.82	9.16	3.48	6.23	2.68	6.56
Tb	0.40	0.65	1.32	0.70	1.87	1.28	1.37	0.56	0.89	0.41	0.92
Dy	2.30	3.49	7.30	3.65	10.22	7.44	7.77	2.81	4.94	2.22	5.46
Ho	0.50	0.70	1.42	0.71	1.95	1.39	1.53	0.56	0.92	0.49	1.03
Er	1.34	2.00	3.73	1.98	5.02	3.82	3.98	1.51	2.57	1.44	2.94
Tm	0.21	0.31	0.45	0.27	0.63	0.50	0.55	0.20	0.37	0.18	0.40
Yb	1.38	1.87	2.77	1.58	3.65	3.12	3.39	1.34	2.24	1.20	2.41
Lu	0.20	0.30	0.49	0.23	0.52	0.48	0.55	0.19	0.33	0.18	0.37
Th	1.75	2.26	4.19	1.74	11.33	5.21	3.38	2.48	2.36	2.80	5.02
U	0.29	0.38	0.67	0.31	1.45	0.81	0.74	0.52	0.90	0.51	1.79

тiв-домішок у них
rod pluton

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	201/ 467,5	1602/ 100,2	201/ 120,5	222/ 40,4	220/ 340	213/ 129,5- 130,5	216/ 270	228/ 809	158/ 860	209/ 840	6/5- 85	6/2- 85
	51.90	53.70	60.00	60.14	60.99	69.14	72.22	59.27	59.56	55.60	64.6	61.90
	1.24	0.13	1.43	1.55	0.89	0.42	0.31	1.61	0.57	3.18	0.19	0.30
	23.69	27.61	14.24	12.33	16.64	14.70	12.86	12.83	14.99	12.86	17.76	17.84
	0.09	1.01	0.17	3.74	0.21	0.21	0.19	0.12	1.44	3.65	2.13	1.54
	3.74	1.00	9.82	7.92	6.44	4.43	4.15	12.24	7.76	10.77	1.00	2.80
	0.01	0.02	0.10	0.23	0.08	0.07	0.02	0.15	0.17	0.28	0.03	0.05
	0.57	1.00	0.49	1.20	1.83	0.80	0.43	1.08	0.06	0.33	0.57	0.48
	8.97	9.77	3.30	3.92	2.58	1.10	1.05	3.86	2.60	3.98	0.47	1.50
	6.08	4.42	4.56	3.62	3.57	2.78	2.10	3.30	5.01	4.40	7.9	5.80
	1.20	0.63	5.02	3.78	3.72	4.80	4.98	4.10	5.71	2.24	4.1	6.30
	0.22	0.02	0.22	0.51	0.24	0.18	0.02	0.40	0.06	0.11	0.06	0.21
	0.01	0.03	0.02	0.10	0.08	0.05	0.07	—	0.01	0.05	—	0.04
	—	0.03	—	—	0.21	0.04	0.08	0.18	—	—	—	—
	1.81	0.51	0.89	0.85	2.11	0.95	1.06	0.47	0.95	1.24	0.4	0.52
	99.53	99.38	100.26	99.89	99.55	99.73	99.50	99.76	98.90	99.76	99.62	99.64
	0.79	0.52	0.92	0.84	0.67	0.76	0.85	0.87	0.99	0.96	0.74	0.83
	0.48	0.29	0.91	0.81	0.59	0.66	0.69	0.77	0.96	0.75	0.98	0.92
	11.2	32.8	12.1	14.9	16.7	20.1	10.2	—	—	2.5	1.9	4.7
	5.43	3.45	5.075	19.561	8.892	3.51	5.526	9.40	0.30	0.667	0.215	1.63
	23.1	7.7	12.7	48.1	20.7	14.6	4.2	25.0	<8	4.4	2.658	9.76
	15.2	2.7	121.0	95.1	88.2	179.4	245.9	84.2	109.3	53.62	86.1	281.9
	487.6	275.1	2598.4	1091.3	2047.0	1327.1	720.5	1392.0	61.29	155.92	12.63	403.97
	698.3	764.7	256.7	289.2	373.2	134.2	78.2	219.1	9.12	51.21	215.1	97.5
	4.74	0.21	19.27	22.94	14.38	25.15	17.57	58.20	125.46	411.03	29.62	20.53
	0.39	0.01	1.31	1.53	1.23	1.86	2.18	2.50	5.68	21.9	6.65	2.77
	62.4	2.3	505	341	378	496	461	709	2485	3547	232.3	279.9
	1.83	0.07	13.22	10.97	10.24	15.09	18.90	15.50	49.24	79.87	12.689	14.36
	5.6	0.7	24.0	20.7	8.6	15.4	6.5	n.d.	6.0	17.0	5.87	3.6
	6.39	0.50	32.52	39.03	24.32	46.27	53.26	39.30	61.14	54.43	83.83	70.67
	10.13	1.83	38.79	46.92	40.11	61.88	50.49	59.40	179.56	282.2	74.9	81.45
	21.77	3.79	83.46	101.58	78.75	129.54	100.73	133.60	395.25	579.75	182.87	191.26
	2.58	0.39	10.11	12.28	9.33	14.95	11.32	16.94	46.87	59.81	21.39	18.32
	11.34	1.45	43.04	49.60	35.21	57.87	39.80	70.10	185.64	218.18	79.49	64.75
	1.84	0.22	8.76	10.21	6.70	10.86	7.56	13.56	28.94	27.92	18.39	12.33
	2.59	1.25	2.79	1.75	2.18	1.12	0.49	2.33	1.67	2.67	0.25	0.93
	2.07	0.21	7.67	9.52	6.10	10.57	7.33	11.95	20.37	17.99	16.06	10.82
	0.27	0.03	1.12	1.34	0.84	1.60	1.37	1.52	2.84	2.19	2.45	1.96
	1.18	0.17	6.56	8.21	5.13	9.48	9.02	8.39	15.03	12.59	18.87	12.82
	0.28	0.02	1.27	1.59	0.94	1.98	2.09	1.48	2.80	2.39	3.76	2.81
	0.79	0.05	3.69	4.60	2.77	5.48	6.37	4.12	7.07	6.75	12.23	8.86
	0.12	0.01	0.55	0.64	0.40	0.86	0.95	0.54	1.07	1.00	1.75	1.34
	0.73	0.03	3.65	3.93	2.36	5.01	6.50	3.60	8.44	7.56	12.60	9.83
	0.10	0.00	0.60	0.61	0.37	0.78	0.97	0.57	1.52	1.39	1.97	1.49
	2.02	0.21	9.35	10.83	6.28	20.36	55.26	2.00	19.58	21.54	39.47	176.43
	0.41	0.05	2.54	2.37	1.46	6.30	14.64	0.30	1.68	1.51	4.17	76.13

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sample	1602/ 106,5	68Д-7	1703/ 116	224/ 188	222/ 34,5	201/ 510	201/ 468,2	216/ 242	212/ 479	220/ 106-107	212/ 329,6
Eu/Eu*	0.86	0.64	0.45	1.32	0.40	0.72	0.95	1.61	1.10	1.78	0.85
REE	73.5	132.2	240.8	114.3	357.2	197.0	201.5	114.7	227.8	77.1	188.0
Nb/Ta	12.4	14.2	14.3	14.4	17.7	14.9	16.4	13.9	6.4	13.2	16.1
Zr/Hf	32.2	37.5	32.5	34.8	38.4	37.1	37.6	41.4	39.8	35.4	36.7
Rb/K	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.010	0.003	0.006

Примітка. 1 — рудний (ільменітовий) габронорит, Носачівське родовище, св. 1602, гл. 106,5 м; 2 — рудний родовище, св. 703, гл. 116 м; 4 — олівіновий габронорит, Межиріченський масив, св. 224, гл. 188 м; 5 — габроденніше с. Петропавлівка, св. 201, гл. 510 м; 7 — фаялітовий габротроктоліт, там само, св. 201, гл. 468,2 м; 8 — менний невеликий лінзоподібний масив на контакті гранітів рапаківі та кислих порід рами, північно-західна Носачівського масиву, поблизу Волківського масиву габроноритів, св. 220, гл. 106—107 м; 11 — смугастий дріб-Городищенський масив, 0,9 км південніше с. Петропавлівка, св. 201, гл. 467,5 м; 13 — лейкократовий анортозит, 15 — монзоніт (дайкова порода з крупними порфірами ((ксенокристами?) зміненого плагіоклазу), Смілянський габроноритів, св. 220, гл., гл. 340 м; 17 — фаялітовий граніт в приконтактовій зоні з білими анортозитами, нітів, Городищенський масив, с. В'язівок, св. 216, гл. 270 м; 19 — фаяліт-геденбергітовий монцосієніт, фаяліт-геденбергітовий монцосієніт із сегрегаціями ільменіту, там само, св. 840, гл. 172 м; 22, 23 — егіринові

Note. 1 — ore (ilmenite) gabbronorite, Nosachiv deposit, hole 1602, 106.5 m; 2 — ore olivine gabbronorite, Penyzevychi gabbronorite, Mezhyrichensky massif, hole 224, 188 m; 5 — gabbronorite, Smilyansky massif, hole 222, 34.5 m; 6 — gabbrotroctolite, ibid., hole 201, 468.2 m; 8 — norite-anorthosite, Horodyshche massif, Vyazivok village, hole 216, hosted rocks, the north-western part of pluton, between Yablunivka and Lystvena villages, hole 212, 479 m; 10 — 11 — striped fine-grained biotite gabbronorite (biotite up to 20-25%), see an. 9, hole 212, 329.6 m; 12 — labradorite, hole 1602, 100.2 m; 14 — fayalite syenite, Horodyshche massif, hole 201, 120.5 m; 15 — monzonite (dyke rock with east of the Nosachiv massif, near the Volkivka body of gabbronorites, hole 220, 340 m; 17 — fayalite granite in the contact granite among monzonites, Horodyshche massif, Vyazivok village, hole 216, 270 m; 19 — fayalite-hedenbergite hedenbergite monzosyenite with ilmenite segregation, hole 840, 172 m; 22, 23 — aegirine syenites, northern outskirts

процесів, що призвели до формування АРГП УЩ загалом, і сприятимуть вирішенню питань генезису та особливостей магматичної еволюції окремих типів порід.

Методика досліджень. Проаналізовано 18 зразків із головних типів порід (переважно основного складу) (таблиця), відібраних із керна свердловин, природних і штучних відслонень. Аналізи виконувалися в Лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізів Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Підготовлення проб виконували за допомогою методу кислотного розкладання з використанням мікрохвильової печі ETNOS фірми MILISTONE (Італія) на основі стандартних аналітичних процедур, викладених у роботах [24, 27]. Вимірювання здійснювались на маспектрометрі високої роздільної здатності з індукційно-зв'язаною плазмою HR ICP-MS Thermo Element 2. Для зовнішнього градування використано мультіеле-

ментні стандартні розчини (*Inorganic Ventures IV-ICPMS-71A, Inorganic Ventures CMS-1, MERCK, ICP multi-element standard solution XVII*). Як внутрішній стандарт використовувався In (10 ppb). Достовірність аналізів контролювали шляхом вимірювання міжнародних стандартних зразків гірських порід JG1-a, JG2, JB3. Для об'єктивності у статті використано два, раніше опубліковані аналізи сієнітів з Великовисківського масиву, проаналізовані в *Acme Laboratories* (Ванкувер, Канада) [6].

Коротка геологічна характеристика плутону. Загальні відомості про геологію плутону, мінералогічні та петрохімічні характеристики головних типів порід наведено в деяких публікаціях [12, 13, 21, 25] та у геологічних звітах, наприклад (Воробей и др., 1984)*.

* Воробей А.И. и др. Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба мельче 1:200 000 территории листов М-36-XX (ю. п.), XXVI (с. п.) за 1980—1984 гг. Черкаassy, 1984.

Закінчення табл.
The end of Table

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
201/ 467,5	1602/ 100,2	201/ 120,5	222/ 40,4	220/ 340	213/ 129,5- 130,5	216/ 270	228/ 809	158/ 860	209/ 840	6/5- 85	6/2- 85
4.05	17.75	1.04	0.54	1.04	0.32	0.20	0.56	0.21	0.36	0.04	0.25
55.8	9.4	212.0	252.8	191.2	312.0	245.0	328.1	897.1	1222.4	447.0	419.0
12.2	21.0	14.7	15.0	11.7	13.5	8.1	23.3	22.1	18.8	4.5	7.4
34.1	33.0	38.2	31.1	36.9	32.9	24.4	45.7	50.5	44.4	18.3	19.5
0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.005	0.006	0.002	0.002	0.003	0.003	0.005

олівіновий габронорит, Пенizeвицький рудопрояр, с. Гранітне; 3 — троктоліт з ортопіроксеном, Носачівське норит, Смілянський масив, св. 222, гл. 34,5; 6 — фаялітовий габротроктоліт, Городищенський масив, 0,9 км півноритоанортозит, Городищенський масив, с. В'язівка, св. 216, гл. 242 м; 9 — біотитовий норитоанортозит, безічастина плутону, між сс. Яблунівка і Листвена, св. 212, гл. 479 м; 10 — норитоанортозит, північний схід нозернистий біотитовий габронорит (біотиту до 20—25 %), див. ан. 9, св. 212, гл. 329,6 м; 12 — лабрадорит, Носачівське родовище, св. 1602, гл. 100,2 м; 14 — фаялітовий сієніт, Городищенський масив, св. 201, гл. 120,5 м; масив, св. 222, гл. 40,4 м; 16 — монзоніт, північний схід Носачівського масиву, поблизу Волківського масиву Смілянський масив, північно-західніше с. Носачів, св. 213, гл. 129,5—130,5 м; 18 — жила граніту серед монцо-Великовисківський масив, св. 809; 20 — фаяліт-геденбергітовий сієніт, там само, св. 860, гл. 99—101 м; 21 — сієніти, північна окраїна с. Тернівка, закинутий кар'єр.

ore occurrence, Granitne village; 3 — troctolite with orthopyroxene, Nosachiv deposit, hole 703, 116 m; 4 — olivine fayalite gabbrotroctolite, Horodyshche massif, 0.9 km south from Petropavlivka village, hole 201, 510 m; 7 — fayalite 242 m; 9 — biotite norite-anorthosite, an unnamed small lenticular body at the contact of the rapakivi and the acidic norite-anorthosite, north part of the Nosachiv massif, near the Volkivka body of gabbronorites, hole 220, 106-107 m; Horodyshche massif, 0.9 km south of Petropavlivka village, hole 201, 467.5 m; 13 — anorthosite, Nosachiv deposit, large porphyries (xenocrysts?) of altered plagioclase), Smilyansky massif, hole 222, 40.4 m; 16 — monzonite, north-zone with white anorthosites, Smilyansky massif, north-west of Nosachiv village, hole 213, 129.5-130.5 m; 18 — veins monzosyenite, Velyka Vyska massif, hole 809; 20 — fayalite-hedenbergite syenite, hole 860, 99-101 m; 21 — fayalite-of Ternivka village, the abandoned quarry.

Спробу короткого резюме геологічних відомостей КНП із врахуванням літературних даних та результатів досліджень останніх років, геологічних звітів та авторських даних, зроблено авторами у роботі [17]. Власне тому в цій роботі автори не зупинятимуться на детальному описі, не вдаючись у подробиці геологічної будови, лише нагадаємо загальні особливості будови плутону.

КНП розташований в центральній частині УЩ і приурочений до північної частини Інгульського мегаблоку. Результати U-Pb-датування свідчать, що становлення плутону відбувалося в період 1757—1744 млн рр. унаслідок багаторазового підйому різних за складом магматичних розплавів [25, 45]. Вміщувальними породами для плутону слугують переважно метаморфічні та магматичні породи ранньопротерозойського віку, об'єднані в кіровоградський і новоукраїнський комплекси. Породами плутону зайнята площа ~6 тис. км², за суттєвого переважання

(на рівні сучасного ерозійного зрізу) гранітів рапаківі (рис. 1). Плутон майже повсюдно переkritий малопотужним осадовим чохлам тому, незважаючи на значну площу, порівняно невелика кількість природних відслонень доступна для безпосередніх спостережень. У цьому відношенні інформативнішими є гірничі виробки на родовищах будівельних матеріалів.

Згідно з сучасними даними, в плутоні виділяються деякі невеликі габро-анортозитові та два великих рапаківігранітних масиви (рис. 1). У перших, найпоширенішими породами є анортозити, норити, монзоніти і перехідні між ними різновиди. Детальніше геологічну будову, петрографічні та деякі петрохімічні особливості головних типів порід плутону розглянуто в роботах [12, 17, 21, 25]. Сієніти різного мінерального складу є найменш розповсюдженими породами плутону, більшість тіл яких приурочена до його південної окраїни.

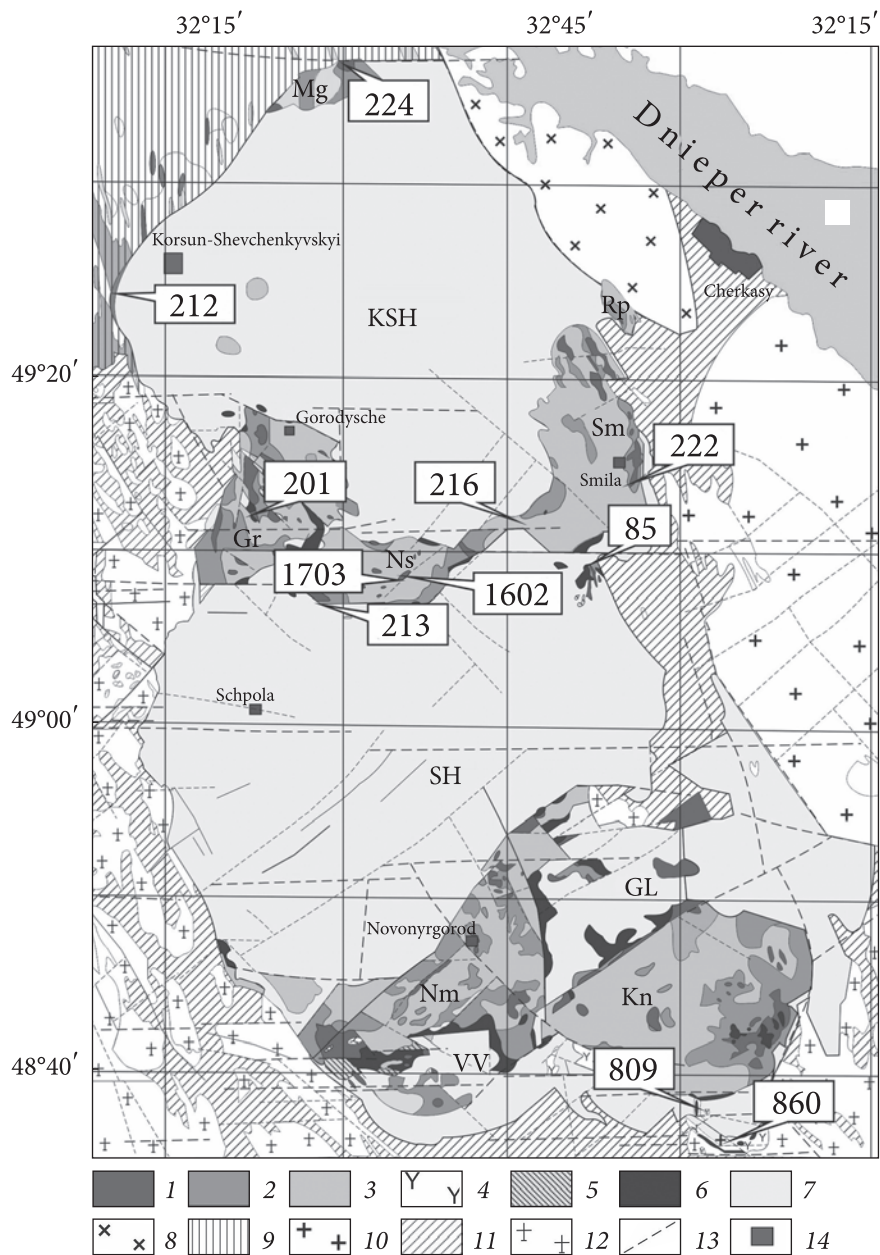


Рис. 1. Схематична карта геологічної будови КНП, за даними ДП "Центрукргеологія": 1 — габро, норити, габронорити; 2 — габро-анортозити; 3 — анортозити; 4 — сієніти фаяліт-геденбергітові; 5 — габро-монзоніти; 6 — монзоніти та кварцові монзоніти; 7 — кислі породи; 8 — граніти Руськополянського масиву; 9 — породи кіровоградсько-житомирського комплексу; 10 — гранітоїди новоукраїнського комплексу; 11 — породи новоукраїнського комплексу; 12 — породи кіровоградського комплексу; 13 — головні розривні порушення; 14 — міста. Масиви кислих порід: KSH — Корсунь-Шевченківський, SH — Шполянський, GL — Голиківський, VV — Великовисківський. Габро-анортозитові масиви: Mg — Межиріченський, Gr — Городищенський, Ns — Носачівський, Sm — Смілянський, Nm — Новомиргородський, Kn — Канизький, Rp — Руськополянський. Цифрами в рамках позначено місця розташування свердловин або відслонень, з яких аналізувалися зразки

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Korsun'-Novomyrhorod pluton, by State Enterprise "Tsentrukrgeologiya" data: 1 — gabbro, norite, gabbronorite; 2 — gabbro-anorthosites; 3 — anorthosites; 4 — syenites fayalite-hedenbergite; 5 — gabbro-monzonites; 6 — monzonites and quartz monzonites; 7 — acidic rocks; 8 — granites of the Ruska-Poliana massif; 9 — rocks of the Kirovohrad-Zhytomyr complex; 10 — granitoids of the Novoukrainisky complex; 11 — rocks of the Novoukrainisky complex; 12 — rocks of the Kirovohrad complex; 13 — the main fractures; 14 — cities. Massifs of acidic rocks: KSH — Korsun'-Shevchenkivsky, SH — Shpolyansky, GL — Golikivsky, VV — Velyka Vyska. Gabbro-anorthosite massifs: Mg — Mezhyrichensky, Gr — Horodyshe, Ns — Nosachivsky, Sm — Smilyansky, Nm — Novomyrhorod, Kn — Kanizsky, Rp — Ruska-Poliana. The numbers in the white boxes indicate the location of drill-holes or outcrops

У роботах останніх років [29, 31, 45], присвячених АРГ магматизму, зокрема й УЩ, асоціація порід плутонів ототожнюється із анортозит-мангерит-чарнокітовою (AMCG, *anarthosite-mangerite-charnockite-granite*) асоціацією, прийнятнішою (популярною) у англомовній літературі. Проте, на наш погляд, в КНП наразі не існує достовірних даних про наявність (або значне поширення) як ортопіроксенових різновидів монзонітів чи гранітів (чарнокітів). Тому використана для Коростенського і КН плутонів у згаданих роботах термінологія, видається не зовсім виправданою, що і обумовлює використання у цій статті традиційнішого терміну — анортозит-рапаківігранітний плутон.

Уміст петрогенних та рідкісних елементів.

Уміст петрогенних елементів у породах габро-анортозитових масивів КНП контролюється здебільшого співвідношенням породоутворювальних мінералів: плагіоклазу, піроксенів і рудних мінералів. Як наслідок, на діаграмі $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ є чіткий позитивний тренд, характерний лише для анортозитів, тоді як із пониженням умісту глинозему в меланократовіших і перехідних породах такої залежності вже не простежується (рис. 2). Наявна особливість розподілу сумісних із плагіоклазом елементів пов'язана із підвищенням умісту K_2O не лише у монзонітових породах, а й наймеланократовіших членах габро-анортозитових серій, що й зумовлює їхній сублужний характер. Із пониженням глинозему, вміст фемічних компонентів (MgO , FeO) поступово підвищується, формуючи чіткі негативні залежності. Для FeO такий тренд проявляється виразніше, через високозалізистий характер мафічних мінералів і одночасне збагачення таких порід ільменітом.

Основні породи займають ~25 % від загальної площі плутону і характеризуються значною різноманітністю мінерального та хімічного складу (таблиця). На сучасному ерозійному зрізі серед основних порід суттєво переважають анортозити (здебільшого лабрадорити, нерідко андезиніти), підпорядковане поширення мають габро-анортозити, доволі рідко трапляються меланократові габроїди, які описують у літературі під різними назвами: норито-перидотитами, польово-

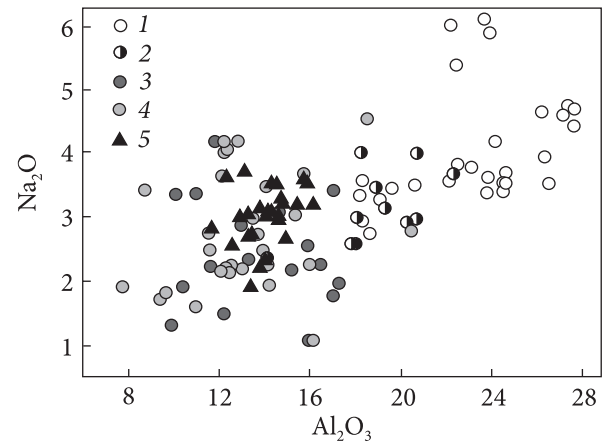


Рис. 2. Кореляція вмісту (мас. %) Na_2O та Al_2O_3 у головних типах порід КНП: 1 — анортозити, 2 — габро-анортозити, 3 — олівінові габро, 4 — габронорити, 5 — монзоніти

Fig. 2. Correlation of Na_2O and Al_2O_3 content (wt. %) in the main types of rocks from KNP: 1 — anorthosites, 2 — gabbro-anorthosites, 3 — olivine gabbros, 4 — gabronorites, 5 — monzonites

шпатовими піроксенітами, олівіно-польовошпатовими гіперстенітами, польовошпатовими ультраосновними породами [12]. Понад 30 років тому в КНП виявлено багаті ільменітом (до 30—50 % об'єму) габронорити Носачівського родовища, які є високоякісними рудами титану [15]. Мінеральний склад основних порід визначається кількісними співвідношеннями таких головних мінералів, як плагіоклаз (основні та середні), піроксен (переважно ромбічний), олівін, ільменіт, меншою мірою — апатит, калішпат, біотит. Серед основних порід відомі як крайньо лейкократові (анортозити), проміжні (габронорити, габро-анортозити), так і меланократові різновиди суттєво піроксенового складу. Проте в останніх завжди наявний плагіоклаз (14—36 %, в поодиноких випадках 9 % [12]), тобто їх варто розглядати як меланократові (норити, габронорити) габроїди. Характерною особливістю основних порід плутону є відсутність в них первинного магнетиту (рудні мінерали представлені переважно ільменітом, за підпорядкованого значення сульфідів) та високої залізистості фемічних мінералів.

Через такий неоднорідний мінеральний (та відповідно хімічний) склад досліджуваних основних порід у них проявляється подібна неоднорідність у концентрації характер-

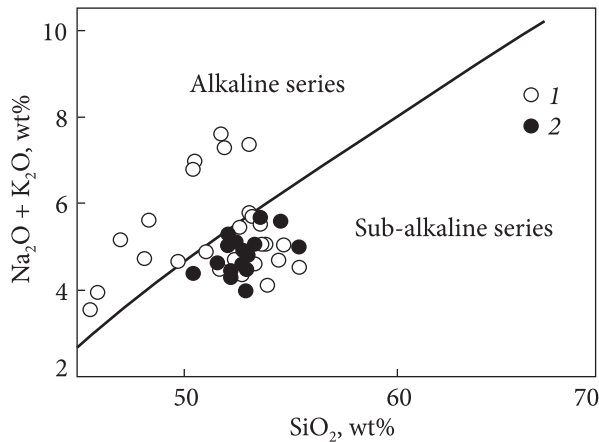


Рис. 3. Розташування анортозитів Корсунь-Новомиргородського (1) і Коростенського (2) плутонів на дискримінаційній діаграмі $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Irvine, Baragart, 1971)

Fig. 3. Position of (Irvine, Baragart, 1971) anorthosites from Korsun'-Novomyrhorod (1) and Korosten (2) plutons on the discriminant diagram of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (according to Irvine and Baragart, 1971)

них елементів-домішок, які найчастіше ізоморфно входять до вказаних головних породоутворювальних і другорядних мінералів, рідше утворюють власні мінерали (циркон).

За отриманими даними, для анортозитів і габро-анортозитів спостерігаються досить варіабельні концентрації Cr (11—193 ppm), тоді як в олівінових габро та габронориті його концентрації нижчі (таблиця). Найвищу концентрацію Cr зафіксовано у рудному габронориті Носачівського родовища і, враховуючи наші дані по родовищу та плутону загалом, намічається позитивна залежність між концентрацією Cr і вмістом у породах MgO та TiO_2 . Якщо результати по Носачівському родовищу вилучити із розгляду, то така кореляція не проявляється. Подібна закономірність спостерігається і за розподілом у породах Co і V, для яких чітка позитивна залежність (за винятком даних по Носачівському родовищу) простежується із вмістом MgO. Концентрації Ni визначено у меншій кількості аналізів, ніж для розглянутих елементів, проте і за цими даними простежується його підвищення разом із зростанням вмісту MgO, слабше проявлена позитивна залежність з TiO_2 . Виходячи з цього, імовірно, що ільменіт у габро-анортозитових породах КНП є не основним концентратом

ром згаданих елементів, а значна його частка розсіюється ще й у мафічних мінералах.

За даними дослідження ільменіту Носачівського родовища, у його складі фіксується 0,28—0,43 % V_2O_5 [15], тоді як в основних породах інших регіонів V концентрується здебільшого в магнетиті. Проте, як згадувалося вище, відсутність первинного магнетиту в основних породах КНП, імовірно, зумовлює його ізоморфне входження в структуру ільменіту.

*Анортозити і габро-анортозити**. За авторськими та літературними даними, анортозити характеризуються варіабельним вмістом петрогенних елементів, мас. %: SiO_2 (46—55), Al_2O_3 (18—27), CaO (4,5—10), MgO (0,1—4,9) та FeO_{tot} (6,4—14,6). У габро-анортозитах спостерігається ще ширший діапазон вмісту SiO_2 (42—58 %), за пониженого глинозему (14—22 % Al_2O_3), і суттєвої неоднорідності, за MgO (0,9—8) та FeO_{tot} (1,9—13,8). Анортозити відзначаються значним діапазоном X_{Fe} (0,37—0,94) ($X_{\text{Fe}} = \text{FeO}_{\text{tot}} / (\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$, мас. %) та підвищеним вмістом K_2O (0,63—2,05 %), що практично повністю перекриваються із даними для габро-анортозитів (0,48—0,86 і 0,1—2,5 відповідно). Розрахунки нормативного складу (CIPW) в обох типах порід свідчать, що більшість аналізів анортозитів і значна частина габро-анортозитів є кварцнормативними. Індекс диференціації X_{Fe} змінюється в широкому діапазоні в анортозитах (0,37—0,94) і у габро-анортозитах (0,48—0,86), водночас в обох типах порід простежується його позитивна кореляція між вмістом MgO та Cr.

У попередній публікації [17] ми вже відзначали, що анортозити КНП проявляють певні відмінності, порівняно з їхніми аналогами з Коростенського плутону. На класифікаційній діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ останні

* Варто зазначити, що такий термін для окремих різновидів лейкократових основних порід плутону є традиційним, який використовувався у перших оглядових роботах по КНП [12]. Водночас згідно з Петрографічним кодексом України та *Igneous rocks classification*, такий термін формально не закріплено, тому враховуючи вміст нормативного плагіоклазу, який здебільшого не перевищує 65 %, і його розрахований склад (An_{50}), такі породи слід класифікувати як габро.

розташовуються в полі сублужної серії, тоді як анортозити КНП утворюють ширше поле, потрапляючи в суб- і лужну серії, що відбувається через підвищений уміст лугів, особливо K_2O (рис. 3). Унаслідок, хоча анортозити КНП й характеризуються типовим для таких порід з інших комплексів нормативним складом плагіоклазу (An_{59-41}), проте відрізняється підвищеним умістом (нормативним) ортоклазового (до Or_{14}) міналу.

Згадані типи порід характеризуються й достатньо варіабельним умістом когерентних елементів (Cr, Ni, Co, V), для яких проявлена чітка позитивна залежність із умістом у породах FeO і MgO, що свідчить про їхню концентрування здебільшого в ільменіті та Fe-Mg силікатах. Унаслідок більшого вмісту мафічних і рудних мінералів, у габро-анортозитах, паралельно із збільшенням умісту FeO, MgO і TiO_2 , зростає когерентних і некогерентних елементів — Nb, Ta, Sc, за пониження Sr.

Досліджувані породи характеризуються збідненням усіх несумісних із плагіоклазом елементів, тоді як концентрація Sr (від 698—765 до 1000 ppm, неопубліковані дані) є високою, за помірної Ba і низької Rb. За отриманими даними, намічається чітка позитивна залежність між концентрацією Sr і умістом глинозему в породах основного та середнього складу, тоді як між Sr і P_2O_5 вона проявлена менш чітко. За цією геохімічною ознакою та валовим хімічним складом (таблиця), лейкократові анортозити КНП аналогічні або подібні до так званих древніх (ранніх або "білих") анортозитів, які спостерігаються як ксеноліти серед сірих анортозитів головної інтрузивної фази Коростенського плутону та КНП [21, 25].

Низька концентрація Rb в анортозитах, імовірно, вказує на незначний рівень контамінації як у різновидах із приконтактової (св. 201), так і центральної частин плутону (св. 220, 1602) (рис. 1). Водночас в габро-анортозитах крайової частини плутону зростає вміст K_2O , водночас з яким суттєво підвищується концентрація Ba, Rb, HFSE, Y та REE.

Найнижчі концентрації REE і Y виявлено у найлейкократовішому анортозиті, найвищі — у збагачених апатитом (відповідно P_2O_5) основних породах, що засвідчує важ-

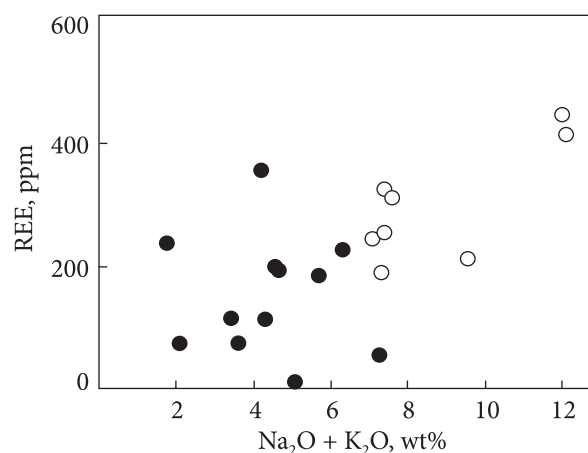


Рис. 4. Залежність концентрації REE та вмісту лугів у основних (чорні кола) та середніх (білі кола) породах КНП

Fig. 4. Dependence of REE concentration and alkali content in the main (black circles) and middle (white circles) rocks of KNP

ливість апатиту у концентруванні REE. Відхилення від такої залежності спостерігаються у габро-анортозиті із низьким умістом апатиту (0,3 % P_2O_5), але високим умістом лугів (і наявністю біотиту та калішпату). Схоже на те, що концентрація Nb й Ta, і REE й Y в основних породах залежить певною мірою від умісту лугів (рис. 4), як буде показано нижче, і така залежність доволі виразно проявляється в гранітах та сієнітах плутону.

На хондритнормованих графіках (рис. 5) чітко проявляється класичний характер розподілу REE, згідно з яким в анортозитах, за низької концентрації REE, завжди проявляється значна позитивна Eu-аномалія. Тому в усіх проаналізованих зразках анортозитів зафіксовано помірні або значні позитивні Eu-аномалії, максимальне значення якої (17,7) досягається у найлейкократовішому різновиді, тоді як у габро-анортозитах її величина змінюється від слабкої позитивної до незначної негативної. Наявність таких позитивних піків у спектрах анортозитів та габро-анортозитів підтверджують їхню кумулятивну природу (для перших), або вказують на певну частку кумулятивного польового шпату в їхньому складі (для других).

Зразок анортозиту із максимальними значеннями Eu/Eu* за характером розподілу і концентрацією REE, подібний з такими ж характеристиками у ксенолітах древніх анор-

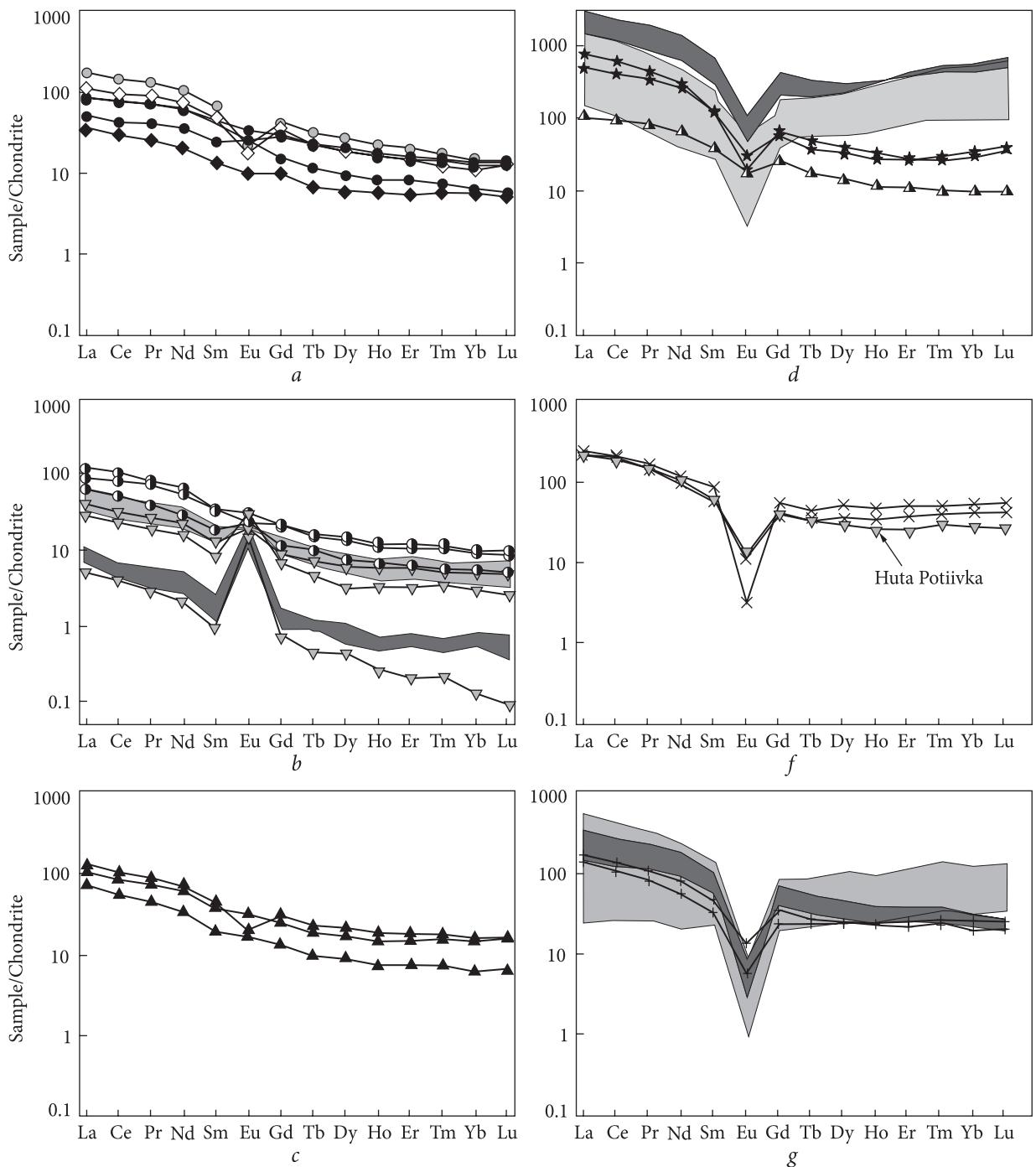


Рис. 5. Спектри розподілу REE (нормовані до хондриту, за McLennan, 1989) у головних типах порід КНП: *a* — габроїдах; *b* — анортозити і габро-анортозити КНП та Коростенського плутону (світло-сіре поле, ксеноліти древніх анортозитів — темно-сіре поле) [21]; *c* — монзонітах і сієніті центральної частини плутону; *d* — сієніти і монцосієніти Великовисківського масиву, сієніти Яструбецького масиву (світло-сіре поле) та Азовського родовища (темно-сіре поле) [5]; *f* — егіринові сієніти с. Тернівка та с. Гута Потіївка (Коростенський плутон); *g* — рапаківі граніти КНП та Руськополянського масиву (світло-сіре поле) [11], темно-сіре поле — граніти рапаківі Коростенського плутону, за [21]

Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns (according to McLennan, 1989) in the main rock types of KNP: *a* — gabbroids; *b* — anorthosites and gabbro-anorthosites of KNP and Korosten pluton (light gray field, and xenoliths of ancient anorthosites — dark gray field) [21]; *c* — monzonites and syenite of the internal parts of plutons; *d* — syenites and monzosyenites of the Velyka Vyska massif, syenites of the Yastrubetsky massif (light gray field) and the Azov deposit (dark gray field) [5]; *f* — aegirine syenites near Ternivka and Huta Potiivka villages (the last from Korosten pluton); *g* — rapakivi granites of KNP and Ruska-Poliana massif (light gray field) [11], dark gray — rapakivi of the Korosten pluton, according to [21]

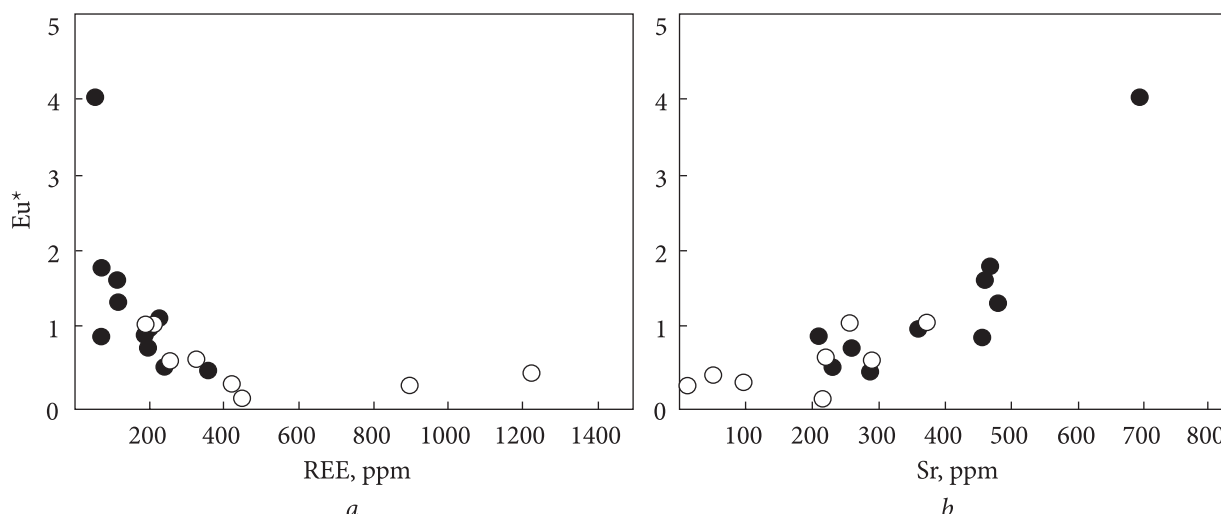


Рис. 6. Кореляція концентрації REE і Sr в основних (чорні кола) та середніх (білі кола) породах КНП залежно від величини Eu^*

Fig. 6. Variations of REE and Sr concentrations in the basic (black circles) and intermediate (white circles) rocks of the KNP depending on the Eu^* value

тозитів Коростенського плутону, відрізняючись лише меншим збагаченням *HREE* (рис. 5). Загалом анортозити і габро-анортозити КНП характеризуються такими ж помірними концентраціями REE, формами спектрів і співвідношенням *LREE/HREE*, як і у однойменних породах Коростенського плутону [21]. Для усіх зразків спостерігається значне збагачення *LREE* ($(La/Sm)_{ch} > 4$). Окрім того, як це характерно для порід сформованих унаслідок кристалізаційної диференціації, проявляються закономірності у концентруванні *LILE* та REE залежно від Eu/Eu^* (рис. 6).

Габро і норити. Нами проаналізовано габро, норити та проміжні між ними породи габроноритового складу. Підпорядковане значення мають їхні суттєво збагачені ільменітом різновиди (так звані *oxide gabbronorites* або *OGN*) та троктоліти. За мінеральним складом усі згадані породи можна розділити на олівінові та безолівінові різновиди. Відносно перших, то наведені в літературі аналізи цих порід [12], суттєво відрізняються від проаналізованих нами, навіть в межах одного й того ж габро-анортозитового масиву (здебільшого Межиріченського та Городищенського). Так, порівняння авторських даних, наприкладі Городищенського масиву (з якого проаналізовано найбільшу їхню кількість), вказує на вищий уміст SiO_2 і лутів, понижений TiO_2 , Al_2O_3 і, головне, значно

нижчий уміст MgO (1,47—1,96%), порівняно із опублікованими даними (4,6—6,97%) [12]. Подібна закономірність простежується і на прикладі безолівінових різновидів габроноритів цього масиву. Оскільки у Городищенському масиві нами проаналізовано лише зразки однієї глибокої свердловини, імовірно, це вказує на можливість існування в межах одного й того ж масиву різних (за ступенем диференціації) основних порід (розшарування?), а не на аналітичну похибку (помилку?). Правильність такого припущення засвідчує той факт, що проаналізовані нами габроїди Межиріченського масиву виявилися, навпаки, дещо магнезійнішими, порівняно із наведеними раніше аналізами [12].

За петрографічними характеристиками, три із проаналізованих зразків належать до олівінових низькомагнезійних габроїдів і по одному представлені габроноритом і троктолітом. Два останні характеризуються найнижчою залізистістю і найглибшими негативними Eu -аномаліями (Eu/Eu^* 0,4 і 0,45). Олівінові різновиди суттєво збагачені *LREE* ($(La/Yb)_{ch}$ 6,1—8,1), а величина Eu/Eu^* змінюється від позитивної, у зразку збагаченішого плагіоклазом, до слабкої або помірно негативної (0,72 і 0,95) із зростанням залізистості.

Із поглибленням негативної Eu -аномалії в зразках троктоліту та габронориту підвищується концентрація REE, що також відбу-

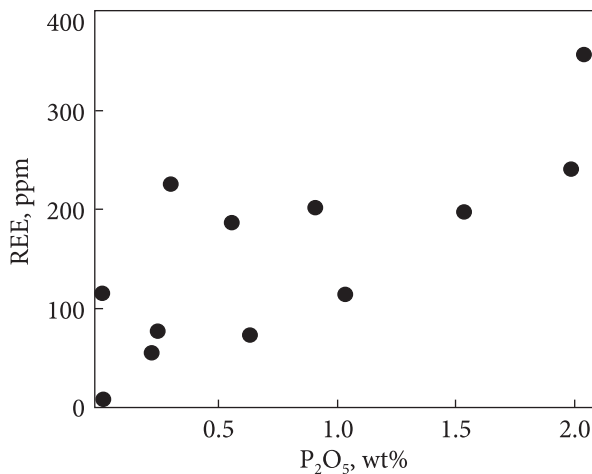


Рис. 7. Залежність концентрації REE в основних породах КНП та вмісту P₂O₅

Fig. 7. Dependence of the REE and P₂O₅ concentration in basic rocks of the KNP

вається здебільшого за рахунок LREE ((La/Yb)_{ch} 10—12). Від такої залежності відхиляються багаті ільменітом (рудні) габронорити, в яких спостерігається порівняно невисокий вміст REE і P₂O₅ (таблиця). Тобто наявність апатиту, як головного концентратора REE, очевидно, суттєво впливає на концентрацію і характер розподілу REE (рис. 7), оскільки усі апатити із основних порід КНП характеризуються значними негативними Eu-аномаліями, особливо в їхніх рудних різновидах [16]. За неопублікованими авторськими даними, хондритнормовані спектри REE у апатитах із більшості головних різновидів порід КНП, як і у раніше проаналізованих апатитах рудних норитів Носачівського родовища [22], характеризуються глибокими негативними Eu-аномаліями. Отже, кількісне співвідношення апатиту та польового шпату (переважно плагіоклазу) в основних породах контролює як характер спектра REE, так і величину Eu-аномалії. Варто додати, що в габроїдах з підвищеним вмістом апатиту концентрація REE і Y може бути такою ж, або й навіть вищою, ніж у розглянутих нижче гранітах та монцоніт-сієнітах внутрішньої частини масиву. Можливо, що в габроїдах з підвищеним або високим вмістом лугів (зокрема наявність калішпату) наявні й інші рідкісноземельні мінерали (окрім апатиту). Принаймні в одному зразку було діагностовано чевкніт [15].

Рудні габронорити (OGN). До таких порід належать меланократові різновиди основних порід з вмістом SiO₂ <42 % і високими — TiO₂ (>4 %) і Fe₂O₃^{tot} (19—42 %), іноді з підвищеним вмістом апатиту (хоча для типових OGN плутону підвищені концентрації фосфору не відмічалися).

За даними Ю.В. Кононова та авторськими спостереженнями, найбільшу кількість таких різновидів під різними назвами (перидотити, габро, габронорити, троктоліти), проаналізовано із Межиріченського масиву, де вони трапляються здебільшого у свердловинах, частіше на значних глибинах, хоча іноді описуються і у верхніх частинах розрізів. Значно менша їхня кількість відома у Городищенському масиві. У глибоких свердловинах Носачівського габро-анортозитового масиву, за винятком власне Носачівського родовища, такі породи не спостерігалися. Проте не варто усувати можливості ширшого розповсюдження OGN, про що свідчить значна кількість рудних ділянок, розкритих картувальним бурінням, про які коротко згадано в [22]. Останні, на жаль, охарактеризовано лише петрографічно, за відсутності опублікованих хімічних аналізів.

Ґрунтуючись здебільшого на дослідженнях порід Носачівського родовища [15], варто зауважити, що такі породи за мінералогічними характеристиками подібніші до габроїдів, відрізняючись підвищеним вмістом ільменіту. Значні коливання вмісту головних мінералів та ільменіту зумовлюють відповідне розмаїття хімічного складу, мас. %: SiO₂ 22—45 %, TiO₂ 4,7—26 %, Al₂O₃ 6—15,8, FeO 14,7—29, за низького (<1 %) вмісту P₂O₅. Унаслідок збагачення ільменітом, проаналізований зразок OGN цього родовища виявився максимально збагаченим на рудні компоненти (Cr, V, Co), що можна було б логічніше пояснити кумуляцією ільменіту. Проте співвідношення Cr/Ti у цьому зразку також виявилось найвищим, порівняно із проаналізованими породами габроїдного складу. Відповідно лише накопичення ільменіту за інших рівних умов не може задовільно пояснити таке різке зростання Cr. Можливо, що кристалізація OGN відбувалась унаслідок ранньої кумуляції ільменіту (водночас з піроксеном та олівіном) із менш диференційо-

ваного (і відповідно збагаченого Cr) розплаву. Адже раннє насичення Ti та кристалізація ільменіту, що передує появі ліквідусного магнетиту, до кристалізації клінопіроксену, є характерною рисою еволюції магм в анортозитових комплексах. Така точка зору не узгоджується із високим значенням X_{Fe} проаналізованого зразка, але оскільки MgO концентрується переважно в піроксенах та олівінах, то високий уміст ільменіту понижує об'єм останніх та підвищує X_{Fe} породи. Нагромадження ільменіту спричиняє зростання концентрації Nb і Ta, тоді як LIL елементи, враховуючи вміст польового шпату, залишаються на тому ж рівні, як і решта проаналізованих габроїдів. Знижений уміст польового шпату та апатиту в таких породах позначається на низькій концентрації REE, яка є порівнюваною із концентрацією в анортозитах, проте за співвідношенням La/Yb відповідає олівіновим габро (рис. 5).

Усі проаналізовані основні породи КНП виявилися досить варіабельними і за розподілом Nb і Ta. Очікувано, що найнижчий уміст цих елементів фіксується в лейкократових анортозитах, а найвищий — в меланократових і багатих ільменітом рудних габроноритах Носачівського родовища.

Хоча кількість виконаних аналізів основних порід не дає змогу дійти певних висновків, проте за отриманими результатами проявляється тенденція до позитивної кореляції між умістом Nb (й Ta) і TiO_2 (рис. 8), що зумовлено ізоморфним входженням Nb та Ta в ільменіт (головний мінерал титану). Оскільки власних мінералів Nb і Ta в основних породах не виявлено, цей попередній висновок узгоджується із експериментальними даними визначення коефіцієнта розподілу цих елементів [35]. Водночас спостерігаються і деякі відхилення від такої залежності. В одному з габро-анортозитів з низьким вмістом титану (1,47 % TiO_2) фіксується підвищена концентрація Nb (18,09 ppm) і Ta (2,84 ppm).

Варто зазначити, що ця порода характеризується і високим умістом лугів (4,00 % Na_2O і 2,30 % K_2O), за умістом яких її формально можна віднести до сублужного ряду*.

* Як показано нижче, деякі сієніти (з високим вмістом лугів) КНП (Великовисківський масив) характеризуються високим умістом Nb і Ta.

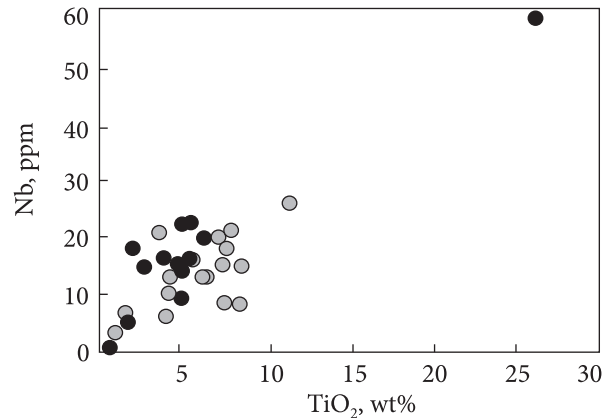


Рис. 8. Кореляції концентрації Nb та вмісту TiO_2 в основних породах КНП (чорні кола) й Коростенського плутону [21] (сірі кола)

Fig. 8. Correlations between Nb and TiO_2 in basic rocks of the KNP (black circles) and Korosten pluton [21] (gray circles)

Загалом же основні породи КНП (за винятком анортозитів) мають підвищений або високий (як для такого типу порід) уміст Nb й Ta, і за цією особливістю подібні до високотитанових габроїдів (казанскітів) Південно-Кальчицького масиву [7], а також титанових габроїдів Коростенського плутону [21, 26]. Зазначимо й те, що відношення Nb/Ta в досліджуваних основних породах досить стабільне (12—17, частіше 14—16) і лише в згаданому габро-анортозиті понижується до 6,37.

Забігаючи наперед, відмітимо, що концентрація Nb і Ta в "нормальних" основних породах (мезо- і меланократових габроноритах) КНП виявилася подібною до такої в монцонітах і сієнітах внутрішньої частини плутону, а також у двох проаналізованих гранітах групи рапаківі (таблиця).

Уміст Rb в досліджених основних породах варіює в широких межах — від 2,7 до 191 ppm, частіше (в породах з низьким вмістом K_2O) — 15—30 ppm. Оскільки Rb геохімічно тісно пов'язаний з калієм й ізоморфно входить переважно до калішпатів та/або слюд, очікувано, що найвищі концентрації Rb характерні для зразків габро-анортозитів із підвищеним умістом K_2O , що мають проміжні між сієнітами та гранітами значення, тобто навіть вищі, ніж у монцонітах. Водночас відношення Rb/K суттєво не змінюються як в основних породах (0,001—0,004), так і

монцонітах (0,002—0,003). Винятком є згадані габро-анортозити з підвищеним вмістом наведених елементів, в яких це відношення становить досягає 0,01. Такий широкий діапазон цих значень на цей час важко проінтерпретувати. Як показують петрографічні дослідження, в породах наявні як біотити (часто утворюють облямівки навколо ільменіту), так і калішпат (інтерстиційний або окремі зерна) в основній масі порід. Можливо, в різних біотитах і калішпатах вміст Rb за відмінних їхніх кількісних співвідношень в породі зумовлюють таку неоднорідну картину розподілу Rb і його співвідношення з калієм.

Концентрації радіоактивних елементів (Th і U) в основних породах є досить низькою (таблиця) і контролюються здебільшого вмістом у породах мінералів Zr (циркон, бадделейт), про що свідчить їхня позитивна кореляція. Частина їх ізоморфно розсіюється також і в апатиті, оскільки підвищений вміст Th (11 ppm), виявлений лише в одному зразку габронориту, що одночасно характеризується підвищеним вмістом P_2O_5 , за помірної концентрації Zr. Окрім того, навіть за результатами нечисленних отриманих аналізів основних порід, вдається виявити позитивну кореляцію між Th та P_2O_5 . Торій, як несумісний елемент, під час кристалізаційної диференціації, має накопичуватися у залишкових розплавах. Тому його низькі концентрації як в анортозитах, найранніших кумулятивних породах, так і габроноритах, зокрема і OGN носачівського типу, також можуть слугувати додатковим свідченням їхнього утворення на ранніх стадіях диференціації розплавів. Водночас в породах середнього складу концентрація Th підвищується, досягаючи максимальних значень у лужних сієнітах, що з їхніми мінералогічними і геохімічними особливостями підтверджує погляди про залишковий характер розплавів, з яких вони кристалізувалися.

В основних породах Sc, що нерідко розглядається з REE, не проявляє певної позитивної кореляції із концентрацією REE. Найвищі концентрації Sc (107—119 ppm) зафіксовано в олівінових різновидах габро з помірним вмістом REE, а найнижчі — в анортозитах. Схоже на те, що Sc має тенденцію до концентрування у залістистих (25—26 % FeO) габро-

їдах, проте в багатих ільменітом і в одному з троктолітів з таким же, або й дещо вищим вмістом FeO (29—30 %), концентрація Sc суттєво розрізняється (23 і 55 ppm, таблиця). Тому, імовірно, що Sc ізоморфно входить переважно до складу піроксенів та олівінів.

Середні породи. Монцонітову серію представлено досить різноманітними за хімічним складом породами, які у більшості випадків, за нормативними розрахунками потрапляють в область кварцових монцонітів і монцодіоритів QAP-діаграми (не наводиться) із середнім вмістом SiO_2 ~57 %, хоча значна кількість аналізів розташована і в полях гранітів/гранодіоритів. За вмістом головних петрогенних елементів згадані породи практично не відрізняються між собою, а їхнє положення в різних полях діаграми обумовлене незначними коливаннями вмісту фемічних компонентів.

Проаналізовано три різновиди порід середнього складу: 1) сієніти, які спостерігалися серед порід основного складу (зр. 201/120,5); 2) сієніти із невеликих інтрузії на південному контакті плутону (так званий Велико-висківський сієнітовий масив*) (зр. 158/860, 209/840); 3) егіринові сієніти в східному ендоконтакті плутону (с. Тернівка) (зр. 6/5-85, 6/2-85). Хімічні аналізи цих порід свідчать, що усі вони належать до високозалістистих різновидів.

Монцоніти та сієніти внутрішньої частини плутону за хімічним складом і за вмістом більшості елементів-домішок займають проміжне положення між гранітами і габроноритами, навіть дещо ближчі до останніх. У літературі ці породи згадуються як перехідні або гібридні [21]. Проаналізовано один зразок сієнітового (таблиця) і два зразки монцонітового складу (один з яких є дайковим різновидом з порфіровою структурою). Хоча проаналізовані породи є подібними за вмістом петрогенних елементів, розділення на монцоніти і сієніти зумовлено підвищенням загального вмісту лугів, особливо K_2O , та зниженням вмісту MgO у сієнітах. Залістистість порід поступово збільшується від плутонічного монцоніту до його дайкового ана-

* Варто уточнити, що геологами-виробничниками виділяється й однойменний масив рапаківі.

лога, досягаючи максимуму у сієніті. За концентрацією більшості елементів-домішок як монцоніти, так і сієніт, виявилися досить подібними між собою, а враховуючи розглянуті основні породи, за винятком когерентних елементів, і до розглянутих габро-анортоситів, особливо збагачених K_2O різновидів. Найбільший контраст між останніми та монцоніт-сієнітами відмічається за концентрацією *LILE*. Порівняно із габро-анортоситами, у зразках із слабкими позитивними значеннями Eu^* (1,04) фіксується вища концентрація *Ba*, за пониженого *Sr* та *Rb*. Серед монцонітів найнижча концентрація *REE* очікувано виявлена у зр. 220/340, який одночасно характеризується і найнижчим індексом диференціації та незначною позитивною *Eu*-аномалією і, ймовірно, кристалізувався із найменш диференційованого розплаву монцонітового складу. Із підвищенням ступеня диференційованості в такому розплаві підвищувалася концентрація *REE* та поступово зменшуються значення Eu/Eu^* , без зростання, або навіть зі зниженням, співвідношення $(La/Yb)_N$ (зр. 222/40,4). За рівнем концентрації *REE* та характером їхнього розподілу, проаналізовані монцоніти виявилися досить подібними до розглянутих вище зразків габронориту та троктоліту, в яких основним концентратором *REE* є апатит. У монцонітах *REE* концентруються здебільшого в польових шпатах та акцесорних фазах, найчастіше представлених цирконом, меншою мірою апатитом. Із поглибленням негативної *Eu*-аномалії у дайковому монцоніті, порівняно із його плутонічним аналогом, концентрація *Ba* суттєво знижується, менш виразно проявляється зниження *Sr*, тоді як уміст *Rb* майже не змінюється. Паралельно відбувається незначне зростання *Nb* й *Ta*, *HREE*, радіоактивних елементів, за незмінного *Zr* і *Hf*.

Сієніт із Городищенського масиву (зр. 201/120,5) за геохімічними характеристиками виявився подібним до розглянутих монцонітів, окрім вищого X_{Fe} та підвищеної лужності. Незважаючи на високий X_{Fe} , у ньому проявлена незначна позитивна *Eu*-аномалія (1,04), високі, як для сієнітів, концентрації *Ba* і *Sr*, помірні — *Nb* і *REE*, за підвищеного *Zr*. Не враховуючи концентрацію останнього, цей сієніт є подібними до найменш дифе-

ренційованого монцоніту Носачівського масиву (зр. 220/340).

Фаяліт-геденбергітові монцоніти та сієніти Великовисківського масиву залягають на південній окраїні КНП серед гранітів рапаківі та гранат-біотитових гранітів Новоукраїнського масиву. Іноді спостерігався контакт таких сієніт-монцонітів (св. 209) із норитами. Невеликі інтрузивні тіла (найбільші з них довжиною до 2 км) цих сієнітів умовно об'єднані під назвою Великовисківський масив. Окрім того, серед новоукраїнських гранітів виявлено дайку фаялітового монцоніту. Результати попередніх петрологічних, мінералогічних та геохімічних досліджень цих порід детально розглянуто в публікаціях [5, 8, 14, 18].

Порівняно з породами середнього складу центральної частини КНП, геохімічні характеристики сієнітів Великовисківського масиву свідчать про їхню кристалізацію із диференційованішого розплаву, що також відображається і на різноманітнішій рідкісноземельній акцесорній мінералізації (наявні такі рідкісноземельні мінерали — аланіт і чевкініт, бритоліт, бастнезит) [2, 18]. На тлі монцонітових порід, вони характеризуються подібною концентрацією *Rb*, проте різко відрізняються низьким вмістом *LIL* і високим *HFS* елементів, що супроводжується значним поглибленням *Eu*-аномалій (0,21—0,36). Проаналізовані зразки мають низьку концентрацію когерентних елементів, навіть ті, що мають підвищений уміст TiO_2 , і за мірою збільшення диференційованості, від монцосієніту (Eu/Eu^* 0,56) до сієнітів (Eu/Eu^* 0,21—0,36), зростає концентрація *Rb*, *HFSE*, *Y*, *REE*, та знижується *Ba* і, особливо, *Sr* (до 9 ppm). Такий же низький вміст *Sr* фіксувався і в апатиті із цього сієніту [16], імовірно, його головного мінералу-концентратора, оскільки в апатиті із найдиференційованішого (Eu/Eu^* 0,21) різновиду сієніту, виявлено аналогічне значення *Eu*-аномалії (Eu/Eu^* 0,19). Підвищений або високий уміст, з одного боку, циркону (до 1 %), а з іншого, — аланіту та чевкініту, визначає характерні геохімічні особливості цих сієнітів — суттєве збагачення на *HFSE*, особливо на *Zr* і *Hf*, *REE*, а також на *Th* і *U*, порівняно із монцонітами і сієнітами центральної частини плутону. Водночас

збільшення концентрації *REE* відбувається здебільшого за рахунок *LREE* ($(La/Yb)_{ch}$ 11—25), що узгоджується із дослідженнями складу головних мінералів-концентраторів (аланіт, чевкініт) [3, 4]. Оскільки власних мінералів Nb і Ta в сієнітах не виявлено, імовірно, що їхня концентрація залежить здебільшого від умісту ільменіту, в якому іноді фіксувався підвищений уміст Nb (до 0,8 % Nb₂O₅) [19].

Егіринові сієніти. Знахідки лужних сієнітів у плутоні достовірно відомі винятково у східній частині, південніше Смілянського масиву (с. Тернівка) серед кварцових монцонітів (у т.ч. фаялітовмісних), де їх підтверджено петрографічними та мінералогічними даними [19]. На контакті егіринових сієнітів та вмщувальних монцонітів утворюються реакційні меланократові породи з егіринсалітом та амфіболом рихтеритового складу, а в самих сієнітах виявлено андрадит, подібний до однойменного мінералу в егіринових сієнітах Коростенського плутону. Із акцесорних мінералів у цих сієнітах трапляється натрієвий цирконосилікат — ельпідит і мінерал, подібний до хагатоліту, а також рідкісноземельні флюоркарбонати.

У геохімічному аспекті егіринові сієніти вивчено слабше. Отримані з досліджених зразків дані вказують на низький або помірний уміст рідкісних металів, незважаючи на наявність згаданих акцесорних мінералів. Проаналізовані зразки виявилися подібними за вмістом більшості елементів-домішок. Найконтрастнішим є розподіл *LIL* елементів: у зр. 6/5-85 фіксується помірна концентрація Rb, низька Ba і підвищена Sr, тоді як у зр. 6/2-85, навпаки. За концентрацією *HFS* елементів вони подібніші до монцонітів і сієнітів центральної частини плутону, але водночас у них спостерігаються найнижчі співвідношення Nb/Ta (4,5—7,4) та Zr/Hf (18,3—19,5). Концентрація *REE* (385—421 ppm) має проміжні значення між розглянутими монцонітами та сієнітами Великовисківського масиву, але на відміну від останніх, це зумовлено наявністю рідкісноземельних F-карбонатів та накопиченням здебільшого *HREE* ($(La/Yb)_{ch}$ 4—5,6) та Y. Збагачення *HREE* зумовлює виположування хондритнормованих спектрів (рис. 5) і їхнє наближення до характерних для рапаківі. В одному зразку зафік-

совано підвищені концентрації Th і U (176 і 76 ppm відповідно), природа яких залишається нез'ясованою.

Граніти групи рапаківі. Проаналізовано два типи гранітів із центральної частини плутону (Носачівський масив): 1) граніт з фаялітом (зр. 213/129,5—130,5), що є менше поширеним типом кислих порід плутону та 2) типовий граніт (зр. 216/270).

Відносно примітивної мантії граніти проявляють значну деплетованість за Ti, Eu і Sr та збагачення на Th, Ba, *LREE* і *HFSE*. За геохімічними характеристиками рапаківі виявляють значну подібність до монцонітових порід центральної частини плутону. Концентрація Nb (16—25 ppm) і Ta (1,9—2,2 ppm) у них залишається на тому ж рівні, що у габроїдах (за винятком багатих ільменітом основних порід) і монцонітах, проте дещо підвищується Y. У гранітах очікувано спостерігаються значно вищі концентрації Th (20—55 ppm), U (6—15 ppm) та Rb (179—246 ppm), хоча такі ж або близькі значення спостерігаються і в деяких збагачених калієм габроїдах (таблиця), та низькі — когерентних елементів. Концентрація Zr (461—469 ppm) підвищена, хоча ці значення перекриваються із такими у монцонітах, подібні ж значення (до 479 ppm) іноді фіксувалися і в основних породах. Водночас в гранітах суттєво знижується вміст Sr, тоді як Ba залишається на тому ж рівні, що і в габроїдах, або частково перекривається із монцонітами.

За нашими даними, в гранітах фіксується вища концентрація *REE* та глибші негативні Eu-аномалії (0,20—0,32), ніж у розглянутих основних породах, хоча в деяких габроїдах з підвищеним вмістом апатиту концентрація *REE* може досягати і навіть перевищувати таку в гранітах. Загалом виявлені геохімічні особливості рапаківі подібні до даних, опублікованих в [9, 10, 21, 26]. Можна лише відмітити, що характеризуючись подібними концентраціями Rb та *HFS* елементів, у досліджуваних зразках фіксується вища концентрація Ba і Sr. Порівнюючи отримані дані з такими для рапаківі Коростенського плутону ("плутонічної фації", за [21]), зауважимо, що для останніх наводяться значно вищі (у 1,5—2,0 рази) концентрації *REE* та Y, за менш глибоких негативних Eu-аномалій

(0,2—0,32). За даним інших авторів [9, 10], граніти Корсунь-Новомиргородського і Коростенського плутонів, за вмістом *REE*, подібні між собою. Дійсно, наприклад, фаялітовий граніт із кар'єру Сівач містить 556 ppm *REE* (неопубліковані дані). Тому з'ясування цього питання та усунення зазначених розбіжностей вимагає проведення додаткових геохімічних досліджень більшої кількості зразків.

Обговорення результатів аналітичних досліджень та деякі міркування щодо петрогенезису плутону. Як зазначалося на початку, основні породи КНП належать до суттєво диференційованих високозалістистих різновидів, охоплюючи й так звані перидотити, піроксеніти, ультраосновні породи. Стосовно номенклатури таких порід, то враховуючи розрахунки нормативного складу плагіоклазу для порід основного складу КНП, які в аналізах здебільшого мають значення $Ap < 50$, формально їх можна класифікувати як феродіорити (*Igneous rocks ...*, 2002).

Високий коефіцієнт диференціації X_{Fe} , зумовлений як високозалістистим складом фемічних мінералів (переважно ромбічних піроксенів і олівінів), так і підвищеним або високим вмістом ільменіту (нагадаємо, що первинний магнетит в основних породах здебільшого відсутній). Окрім значної залізистості фемічних мінералів, майже усі основні породи КНП мають низький (перші відсотки) вміст MgO за високого FeO . Лише у двох аналізах габроїдів із авторської колекції вміст MgO становить 8,45 і 8,0 %, проте і в цих випадках вони мають значний вміст FeO_{tot} (31,52 і 15,09 % відповідно) (таблиця). У всіх інших авторських і опублікованих аналізах основних порід плутону, вміст MgO є досить низьким, порівняно із FeO , охоплюючи і так звані ультраосновні породи та піроксеніти із незначною кількістю плагіоклазу. Окрім того, кристалізація із суттєво диференційованого розплаву для основних порід підтверджується також зниженими концентраціями Cr , та низькими Ni (в габро-анортозитах і анортозитах), порівняно з вмістом цих елементів у первинних базальтових розплавах рівноважних з мантійними перидотитами. Водночас вищі концентрації цих елементів у анортозитах і габро-анорто-

зитах, можуть вказувати на їхню ранішу кристалізацію, тоді як інші основні породи плутону кристалізувалися із диференційованішого(их) розплаву(ів). Водночас висока концентрація Cr і V у рудному габронориті Носачівського родовища також вказує на їхнє утворення внаслідок ранньої кристалізації та гравітаційного осадження ільменіту із менш диференційованого, порівняно з іншими породами габро-анортозитової серії, розплаву.

Анортозити. Деплетованість, з одного боку, на Cr , Ni і Co та збагаченість такими несумісними елементами, як Ti , V , P , *REE*, Nb , Zr , з іншого, основних порід КНП (як і майже всіх інших АРПП), також підтверджує їхню кристалізацію із суттєво диференційованих розплавів, яким вже передувало часткове фракціонування Fe - Mg силікатів та плагіоклазу. Ґрунтуючись на експериментальних даних кристалізації високоглиноземистих основних розплавів [33], плагіоклаз має з'являтися як найранішня ліквідусна фаза, з подальшим фракціонуванням у верхні горизонти магматичної камери. Водночас флотація плагіоклазу створювала передумови для появи анортозитів з наступною їхньою міграцією у верхні горизонти земної кори. Кумулятивна природа анортозитів підтверджується значними позитивними Eu -аномаліями у анортозитах (частково габро-анортозитах) плутону. Водночас раніша кристалізація значних об'ємів плагіоклазу та їхня сепарація, з одного боку, закономірно спричинила деплетацію співіснуючого розплаву на сумісні із плагіоклазом елементи (Ca , Al , Na , K , Eu і Sr), а з іншого, первинний розплав збагачуватиметься фемічними та некогерентними елементами, у зв'язку з чим величина Eu -аномалії поступово понижувалася у наступних фракціонатах, що узгоджується із поведінкою згаданих елементів у найпоширеніших основних породах анортозит-габро-анортозит-габроїдної серії. Окрім того, кристалізація значного об'єму кумулюсного плагіоклазу на ранніх етапах, з поступовим підйомом (флотацією), викликати відділення порцій основніших (мафічних) розплавів (фільтрпресінг), що внаслідок збагаченості рудними елементами і, відповідно, вищої густини, залишатимуться на нижчо-

му, відносно анортозитового фронту, рівні. Отже, основні породи (феродіоритового складу), що розкриті на тих рівнях, що й анортозити, можуть представляти лише частину розплавів, які відділяються (можливо, за механізмом фільтрпресингу) від анортозитів унаслідок кумуляції плагіоклазу. Як альтернатива, локальні невеликі об'єми феродіоритового розплаву могли захоплюватися і транспортуватися у верхні горизонти кори внаслідок багаторазового діапїризму анортозитових фракціонатів [32]. Таким же механізмом вертикального гравітаційного розшарування у мантийних діапїрах може пояснюватися постійне переважання анортозитових порід, розкритих сучасним рівнем ерозійного зрізу в усіх габро-анортозитових масивах КНП.

У попередній нашій роботі ми вже звертали увагу на підвищену лужність анортозитових і габро-анортозитових порід КНП [19]. На даному етапі, як можливі пояснення цієї риси, можна запропонувати декілька гіпотез. З одного боку, кристалізація кумулюсного польового шпату анортозитів відбувалась на пізніших стадіях, яким передувало фракціонування кальцієвішого плагіоклазу. Проте в такому випадку названі породи мали б характеризуватися нижчими концентраціями Sr і вищими Ba, однак їхня концентрація є на тому ж рівні, що і в їхніх аналогах із Коростенського плутону. З іншого боку, більш лужний склад порід анортозитового складу можна пояснити кристалізацією із більш лужних вихідних розплавів або за вищого тиску, що сприяло б кристалізації плагіоклазу середнього складу [34]. Слід також зауважити, що у поясненні підвищеної лужності основних порід не можна повністю усунути можливість часткової контамінації первинного розплаву коровим матеріалом. Проте, як показують наші дані, таке припущення буде виправданішим тільки для порід крайової частини плутону (св. 212), в породах якої із підвищенням вмісту K_2O одночасно суттєво зростає концентрація Rb і Ba, тоді як Sr залишається на тому ж рівні, що і у анортозитах центральної частини плутону. Наразі не підтверджується суттєвий вплив контамінації, принаймні для основних порід плутону, і за Sm-Nd даними [25].

На ранню кумуляцію польового шпату з наступним фракціонуванням анортозитів та габро-анортозитів, окрім накопичення сумісних із польовим шпатом елементів, вказує і збагачення $LREE ((La/Yb)_N — 8,2—40)$ та позитивні Eu-аномалії, а хондритнормовані спектри REE в анортозитах характерні для польовошпатових кумулатів, а також узгоджуються із експериментальними даними по розподілу REE між польовими шпатами та базальтовими розплавами [42]. За певної міри інтенсифікації процесів диференціації, в порціях залишкових розплавів поступово відбувається пониження Eu/Eu^* та підвищення концентрації REE , а за збільшення частки закристалізованих фемічних мінералів (олівіну і, особливо, піроксену), підвищується і співвідношення $(La/Yb)_{ch}$.

Розглядаючи анортозити як кумулятивні породи, плагіоклаз яких представляє ранню ліквідусну фазу, обґрунтованим видається припущення, що його кристалізація відбувалась із найменше диференційованого первинного розплаву. Водночас концентрація сумісних із плагіоклазом елементів (Sr і Ba) буде залежати від їхньої концентрації у материнському розплаві. Із проаналізованих анортозитів, лише зр. 1602/100,2 відповідає "найчистішому" складу практично мономінерального анортозиту, оскільки характеризується найвищим показником Eu/Eu^* та мінімальним умістом несумісних із плагіоклазом елементів (фемічні компоненти, P_2O_5 та K_2O). Низький уміст останніх свідчить про незначну частку інтеркумулюсного розплаву та інших, окрім плагіоклазу, мінеральних фаз, що можуть суттєво впливати на розподіл P_2O_5 , REE , Sr і Ba. З цієї причини решта зразків анортозитів і габро-анортозитів плутону з підвищеною концентрацією REE та $HFSE$ вже не можуть пояснюватися лише одночасним нагромадженням головних мінералів (плагіоклазу, за незначної ролі піроксену і олівіну, враховуючи коефіцієнти розподілу цих елементів у базальтових розплавах), а й вимагають одночасної кумуляції ще й апатиту, льменіту та інших (циркон?). Роль і вплив останніх на розподіл REE , Sr і Ba у породі врахувати вже значно важче. Окрім того, як вже зазначалося вище, не можна виключати і часткову асиміляцію коровим

матеріалом, принаймні для ендоконтактних порід.

Використовуючи відомі коефіцієнти розподілу між плагіоклазом (концентрація елементів у якому прийнята на рівні анортозиту зр. 1602/100,2) і базальтовим розплавом [43], співіснуючий теоретичний розплав мав містити, ppm: 424 Sr; 48 Zr; 16,7 Y; 12,4 La; 5,5 Sm; 1,35 Yb і 0,18 Lu, що є дуже близькими (498, 48, 19, 11,3, 4,7, 1,31, 0,18 відповідно) до концентрації цих елементів у найменше диференційованому габро, з високим вмістом MgO (~11 %) і низьким Al_2O_3 (~14 %), високим вмістом Ni та Cr і відсутності Eu-аномалії, габро-анортозитового комплексу *Laramie* [41]. В останньому такий тип габро розглядається як аналог первинного толеїтового розплаву, з якого кристалізувалася вся серія порід комплексу. Водночас розрахована концентрація Ba (305 ppm) і Eu (0,83 ppm) є дещо пониженою відносно такого габро, проте перекривається із концентрацією цих елементів (297—227 і 0,9—1,08 ppm відповідно) у високоглиноземистих габро цього ж комплексу, які вважаються результатом диференціації толеїтового розплаву на проміжних етапах. Вищими, порівняно з габро і високоглиноземистими габро комплексу *Laramie*, виявилися розраховані концентрації Rb (38 ppm) і *MREE*, тоді як для Ce (4,6 ppm) спостерігається суттєве зниження. Розбіжності у концентрації останніх можуть пояснюватися відмінним складом, відносно первинного толеїтового або збагаченого глиноземом толеїтового розплаву.

Проблема древніх анортозитів. Серед анортозитів у КНП нерідко трапляються вкрай лейкократові (і навіть білі за забарвленням) породи, які подібні до так званих древніх анортозитів, що спостерігаються як ксеноліти серед сірих анортозитів (так званої головної інтрузивної фази). Досліджувані лейкократові анортозити в деяких свердловинах (св. 213) мають значну потужність (за керном) і "освітлені" до білого кольору. В інших свердловинах (св. 1602) породи такого ж мінерального і хімічного складу світло-сірі і за цією ознакою подібні до лабрадоритів плутону.

Як зазначалося вище, такі лейкократові анортозити за валовим хімічним складом і

вмістом Sr (а також інших елементів-домішок) практично не відрізняються від ксенолітів білих (древніх) анортозитів. Тому проблему древніх анортозитів у КНП остаточно не вирішено. Наприклад, в анортозитах, з каменяри в с. Кам'янка, які мають вигляд світлих (білуватих) ксенолітів серед сірих анортозитів, було зафіксовано високозалістисті орто- і клінопіроксени [1], що відрізняє їх від древніх анортозитів Коростенського плутону з магнезійнішими ортопіроксенами [20, 21]. Враховуючи згадане, можливо, наявність ксенолітів древніх анортозитів може виявитися результатом метасоматичного перероблення, з наступним руйнуванням новими порціями розплаву, приконтрактних (верхні частини камер) вже розкристалізованих порід [37], унаслідок чого і відбувається їхнє "освітлення".

Петрогенезис основних порід. Відносно походження гірських порід феродіоритового складу, що генетично пов'язані з анортозитовими масивами, обговорюються дві основні гіпотези: 1) кристалізація із залишкових розплавів після кристалізації анортозитів [32, 42, 44]; 2) поява відповідних розплавів внаслідок часткового плавлення нижньої габроноритової кори [38].

Якщо розглядати розплави феродіоритового складу як залишкові після кристалізації анортозиту, то, ймовірно, що вони повинні мати докази попереднього фракціонування плагіоклазу. Це не обов'язково означатиме суттєве збіднення Eu, оскільки спільна кристалізація головних мінералів основних порід матиме компенсувальний ефект (в основних розплавах плагіоклази характеризуються значними позитивними Eu-аномаліями, тоді як у співіснуючих кліно- і ортопіроксенах — вони відсутні або незначні негативні). Тому наявність у досліджуваних породах габроїдного складу КНП як глибоких негативних, так і незначних негативних, або навіть і позитивних, Eu-аномалій свідчить про розтягнутий у часі процес котектичної кристалізації вихідних розплавів. Пониження у мезо- і меланократових основних породах, відносно анортозитів, концентрації Sr також пояснюється котектичною кристалізацією плагіоклазу та мафічних (збіднених на Sr) мінералів. Збільшення кількості останніх відбува-

ється за рахунок зменшення частки плагіоклазу і, відповідно, призводить до деплетації Sr. Такий висновок підтверджується позитивними залежностями, з одного боку, між величиною Eu-аномалії, або вмістом Al_2O_3 , а з іншого, концентрацією Sr у породах феродіоритового складу.

Генезис порід монцоніт-сієнітової серії.

Ще однією з цікавих і дискусійних петрологічних проблем становлення КНП (та інших подібних плутонів) залишається генезис генетично і просторово споріднених порід монцоніт-сієнітової серії, гіпотези походження яких досить різноманітні і короткий огляд яких ми намагалися зробити раніше [17].

Так, О.В. Митрохин [21] вважав, що ці породи могли утворитися внаслідок змішування розплавів різного складу (*mix magma*). Не заперечуючи такої можливості, авторами пропонувалися альтернативні підходи щодо генезису порід монцоніт-сієнітової серії (подаліші міркування, звичайно, стосуються тих монцонітів та сієнітів, які розташовані в межах плутону). Згідно з першим, автору цієї статті (С.Г. Кривдік) видається імовірнішою можливість їхньої генерації, як наслідок прояву ефекту Седергольма, а саме: основна магма (або її окремі порції) габроноритового складу підплавлювала вже закристалізовані граніти рапаківі з утворенням розплавів проміжного складу, що дали початок кристалізації монцоніт-сієнітових порід. Останні могли формуватися в зоні контакту основних порід і гранітів (що найчастіше спостерігається), або внаслідок міграції й на деякій відстані. За контактової взаємодії гранітного розплаву (пізніші граніти) із основними породами, кислий розплав здатен лише зумовити такі приконтартові зміни як біотитизація, але не плавлення тугоплавкіших основних порід.

Іншим поясненням появи порід середнього складу, у тісній асоціації із габро-анортозитовою серією, може бути поява залишкового розплаву монцонітового складу на завершальних етапах диференціації первинного основного розплаву, після фракціонування анортозитів і порід габроноритового складу [32, 36, 39, 40]. За такого механізму не виключається можливість міграції монцонітового розплаву, як по вертикалі, так і по латералі,

ще у неповністю закристалізованих тілах анортозитів чи основних порід. Експериментальні дослідження [46] також показали, що поява монцонітових порід в асоціації із анортозитами і феродіоритами може пояснюватися фракційною кристалізацією закритої системи з йотуніт-феродіоритовою магмою. Водночас не виключається і часткова асиміляція матеріалу земної кори [30]. Така точка зору підтверджується й тим, що в багатьох (або й більшості) основних породах КНП наявний підвищений або високий вміст K_2O (до 1—3 %). Окрім того, на більшості бінарних діаграм (уміст головних петрогенних елементів, Sr, Nb, REE, X_{Fe} , нормативний An компонент) поля габроноритів (феродіоритів) і монцонітів перекриваються, що також може свідчити про їхню комагматичність. З іншого боку, монцоніти вирізняються підвищеними концентраціями Rb та Ba (що також узгоджується із підвищенням у них вмісту K_2O) і Zr. Розглядаючи монцонітові породи з позиції кристалізації магматичного розплаву, якому вже передувала тривала кристалізація плагіоклазу і мафічних силікатів — головних мінералів габро-анортозитової серії, накопичення цих елементів найкраще пояснюється їхньою несумісністю із згаданими кристалічними фазами і нагромадженням у залишкових порціях розплаву. Водночас концентрація Sr на рівні габроноритових порід плутону і незначні позитивні Eu-аномалії в деяких зразках монцонітів дає змогу припускати, що початок кристалізації монцонітових розплавів розпочався на досить ранніх етапах і продовжувався й після кристалізації основного об'єму основних порід (Eu/Eu* 0,54—0,56), за рахунок витіснення (фільтпресинг) і міграції розплавів із частково закристалізованих основних порід.

У попередній нашій роботі ми вже вказували, що породи монцонітової серії та рапаківі плутону є відмінними за вмістом SiO_2 (54—62 і 67—74 % відповідно) та індексом ASI (в перших він <1), що зумовлює концентрування монцонітів у "металюмінієвій", а гранітів переважно у "пералюмінієвій" області. Водночас за вмістом SiO_2 , між цими типами порід відсутні проміжні різновиди. Подібні результати отримуємо під час винесення фігуративних точок рапаківі та монцо-

нітів плутону на діаграму $K/Ti - SiO_2$ [32]. Граніти очікувано проявляють широкий діапазон за співвідношенням K/Ti , тоді як монзоніти, навпаки, розташовуються у вузькому інтервалі (рис. 9), що також свідчить на користь дискретної кристалізації цих двох типів та відсутність генетичного зв'язку між ними.

Звичайно, вагомі аргументи у вирішенні питання походження порід монзоніт-сієнітової серії КНП мають надати подальші дослідження ізотопних систем $Nd-Sm$, а також розширення даних щодо мінералогічних і геохімічних особливостей цих порід. Автори, враховуючи усі наведені аргументи, не відкидають можливості одночасного прояву різних петрогенетичних механізмів на формування порід середнього складу, оскільки наведених у цій статті геохімічних даних явно недостатньо для перенесення зроблених висновків на масштаби усього плутону.

Щодо походження сієнітових порід плутону КНП у попередніх роботах вже неодноразово наголошувалося на виразний прояв так званого сієнітового тренду еволюції [14, 19]. Розплави сієнітового складу можуть кристалізуватися і в межах анортозит-рапаківігранітних плутонів, і за їхніми межами в породах оточення як, наприклад, сієніти Великоисківського або Яструбецького масивів (серед пержанських гранітів). Порції сієнітових розплавів, імовірно, виникають унаслідок глибокого кристалізаційного фракціонування, можливо, монзонітових диференціатів, унаслідок чого вони збагачуються (до рудних концентрацій) на REE , Y , Zr , частково на Nb , водночас вони суттєво деплетовані на Sr і Ba , а в спектрах REE з'являються глибокі негативні Eu -аномалії (таблиця, рис. 5). Такі геохімічні риси притаманні і проаналізованим великоисківським сієнітам та їхнім аналогам у Коростенському плутоні (Яструбецький масив) й Південно-Кальчицькому масиві (Азовське родовище) [8, 14].

Залишається не зовсім зрозумілим і походження егіринових сієнітів, які наявні в Коростенському і КНП. Окрім того, егіринові та рибекіт-егіринові сієніти (граносієніти) з'являються і в Яструбецькому масиві (на нашу думку, як кінцеві диференціати розплаву лужно-сієнітового складу) [8, 14].

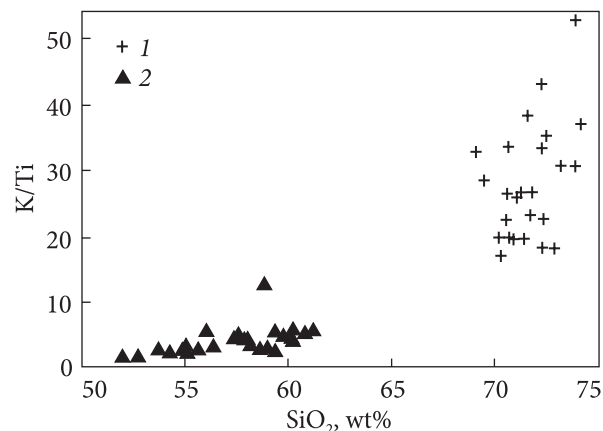


Рис. 9. Діаграма $K/Ti - SiO_2$ для порід монзонітової серії та рапаківі КНП. Діаграму побудовано з використанням авторських та літературних даних [9, 10, 12]

Fig. 9. Polots of $K/Ti - SiO_2$ for monzonite series and rapakivi of KNP. The diagram is presented authors and published data of [9, 10, 12]

Можливо, що егіринові сієніти (як окремі інтрузії) в КНП і Коростенському плутоні утворилися як залишкові диференціати в процесі інтенсивного кристалізаційного фракціонування. Таку петрогенетичну модель важко узгодити з порівняно низьким вмістом більшості несумісних елементів-домішок (REE , Nb , Zr) у цих породах. З іншого боку, закономірності розподілу елементів-домішок у егіринових сієнітах КНП виявилися дуже подібними до таких у рапаківі. Загалом же егіринові сієніти КНП і Коростенського плутону геохімічно подібні, характеризуючись помірними або низькими концентраціями головних елементів-домішок.

Рапаківі. Асоціація зближених у просторі й часовому інтервалі формування порід габро-анортозитових серій і гранітів рапаківі (або чарнокітів) має різні пояснення. Як правило, виникнення таких контрастних за складом порід пояснювалося, за одними гіпотезами, гібридизацією з участю цих двох кінцевих членів [47], за іншими, — виникненням гранітоїдного розплаву в корових умовах унаслідок температурного впливу інтрузій основних порід на вміщувальні породи кори [28]. У корових резервуарах як гранітоїдні, так і основні розплави диференціювали одночасно, водночас підйом окремих порцій розплавів у верхні горизонти відбувався окремо, де змішування цих контраст-

них за складом і властивостями магм відбувалося досить рідко. Геохімічні та ізотопні дані також часто суперечать механізму простого змішування анортозитових і гранітоїдних членів анортозит-рапаківігранітних комплексів [32]. Виходячи з цього і ґрунтуючись на досить обмежених ізотопно-геохімічних даних порід КНП і геохімічних характеристиках рапаківі, автори схильні вважати анортозит-габроїдні серії плутону, з одного боку, та просторово асоціюючі з ними рапаківі, з іншого боку, некомагматичними. На нашу думку, виявлені геохімічні риси рапаківі КНП узгоджуються з гіпотезою їхнього виникнення шляхом досить значного парціального плавлення континентальної кори в сухих умовах, за яких розплав гранітоїдного складу буде збагачуватися на К, Rb, Ba, Zr, Th, U і *LREE* та залишаючись збідненим на Sr, Eu, Ti, Ca, Al, Mg, які є сумісними із тугоплавкими фазами (середній плагіоклаз, піроксени) реститу, подібного до нижньокорових гранулів.

Висновки. Габро-анортозитова серія порід КНП проявляє більш лужний характер, порівняно з їхніми аналогами з Коростенського плутону, що зумовлює їхнє положення як між сублужною, так лужною серіями, через підвищений уміст лугів, особливо K_2O . За відсутності достовірних даних про значний вплив контамінації, принаймні для основних порід центральної частини плутону, підвищена лужність порід може пояснюватися кристалізацією або із більш лужних вихідних розплавів, або за вищого тиску, що сприяє кристалізації плагіоклазу не основного, а середнього складу.

Відмінною особливістю основних порід плутону, а також представників монцоніт-сієнітової серії, є приналежність до високозалістистих різновидів, за низького вмісту MgO , що передбачає кристалізацію усіх порід плутону, розкритих сучасним рівнем ерозійного зрізу, із досить диференційованих розплавів.

Виконані розрахунки дають підстави розглядати відому асоціацію основних і середніх порід плутону як таку, що виникла внаслідок диференціації первинного розплаву, подібного за складом до високоглиноземистих толеїтів. Водночас анортозити були найран-

нішніми породами, що виникали на початкових етапах кристалізації розплаву і плагіоклазу та його механічного відділення у верхні горизонти магматичних камер. Унаслідок чого хондритнормовані спектри *REE* анортозитів характеризуються класичним для таких порід характером розподілу *REE*, із значними позитивними Eu-аномаліями, за низької концентрації *REE*. Подальша еволюція залишкового і збагаченого мафічними компонентами розплаву зумовлювали одночасне нагромадження з плагіоклазом і фемічних мінералів з появою перехідних між анортозитами та габроноритами порід.

Лейкократові анортозити за валовим хімічним складом і концентрацією елементів-домішок практично не відрізняються від ксенолітів білих (древніх) анортозитів, тому на цьому етапі досліджень наявність ксенолітів "древніх" анортозитів може трактуватися як результат метасоматичної переробки з наступною дезінтеграцією новими порціями розплаву, ендоконтактних (закалочних) розкристалізованих анортозитів.

Лейко- і мезократові основні породи плутону є результатом кристалізації залишкового, після відділення анортозитових і габро-анортозитових кумулятив, розплаву. Зважаючи на високозалістистий склад, основні породи, просторово приурочені до габро-анортозитових масивів плутону, швидше за все, представляють когенетичні із анортозитовими кумулатами залишкові розплави, ніж захоплені анортозитовими діапірами порції розплавів із глибших горизонтів. Збільшення об'єму фемічних мінералів на завершальних етапах відбувається за рахунок деплетації розплаву сумісними із плагіоклазом елементами. Водночас винятком є рудоносні норити носачівського типу, які на відміну від більшості основних порід плутону, гравітаційно осаджувалися на нижчих рівнях магматичних камер, порівняно з іншими типами основних порід, унаслідок одночасної кумуляції в значних об'ємах ранніх ліквідусних фаз — польового шпату, ортопіроксену та ільменіту.

Монцонітові породи плутону за концентрацією більшості елементів-домішок виявилися досить подібними між собою та основними породами, що дає підстави розглядати їх як результат кристалізації кінце-

вих диференціатів, після розкристалізації тіл анортозитів і габроноритів. Водночас інтенсивна кристалізаційна диференціація монцонітових розплавів спричиняє появу високозалістистих сієнітів великовисківського типу, внаслідок чого вони збагачуються (до рудних концентрацій) на REE, Y, Zr, частково Nb, і суттєво деплетуються на Sr і Ba, а в спектрах REE з'являються глибокі негативні Eu-аномалії.

Геохімічні дослідження рапаківі плутону потребують детальніших досліджень. За отриманими даними вони хоча й виявляють значну подібність до монцонітових порід центральної частини плутону, проте геохімічні риси рапаківі краще узгоджуються із гіпотезою про їхнє виникнення за рахунок парціального плавлення частково деплетованої континентальної кори інтрузіями основних порід.

ЛІТЕРАТУРА

1. Гаценко В.О., Шестопалова О.Є., Кушнір С.В. Особливості речовинного складу анортозитів Новомиргородського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону. *Зб. тез. наук. конф. "Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні" (Київ 14—16 трав. 2019 р.)*. Київ, 2019. Т. 2. С. 176—177.
2. Герасимець І.М. Мінералогія аморфних утворень у лужнопольовошпатових сієнітах Українського щита: автореф. ... дис. канд. геол. наук. Київ, 2019. 25 с.
3. Герасимець І.М., Бельський В.М., Канунікова Л.І. Аланіт з однопольовошпатових сієнітів Велико-висківського масиву. *Зб. тез. наук. конф. "Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні" (Київ 14—16 трав.)*. Київ, 2019. Т. 1. С. 140—142.
4. Гречановська О.Є., Герасимець І.М., Кривдік С.Г., Канунікова Л.І., Бельський В.М. Особливості кристалогімії метаміктних мінералів Велико-висківського масиву (Український щит). *Зб. тез. наук. конф. "Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні" (Київ 14—16 трав.)*. Київ, 2019. Т. 1. С. 144—146.
5. Дубина О.В. Геохімія лужних порід Українського щита: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2015. 42 с.
6. Дубина О.В., Кривдік С.Г. Геохімія рідкіснометалевих сієнітів Українського щита. *Мінерал. журн.* 2013. 35, № 3. С. 61—72.
7. Дубина О.В., Кривдік С.Г. Геохімічні і петрологічні особливості базитів та ультрабазитів лужних комплексів Українського щита. *Зб. наук. праць УкрДДГРІ*. 2013. № 1. С. 173—191.
8. Дубина А.В., Кривдік С.Г., Шарыгин В.В. Геохимия нефелиновых и щелочных сиенитов Украинского щита (по данным ICP-MS). *Геохимия*. 2014. № 10. С. 907—923.
9. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев: Наук. думка, 1988. 264 с.
10. Есипчук К.Е., Оrsa В.И., Щербаков И.Б., Шеремет Е.М., Скобелев В.М., Рябоконе В.В., Галецкий Л.С., Панов Б.С., Юшин А.А., Бочай Л.В., Голуб Е.Н., Демяненко В.В., Бучинская К.М., Свешников К.И., Сухоруков Ю.Т., Щербак Д.Н., Осадчий В.К., Пийяр Ю.К., Самчук А.И., Кушнір А.С., Андреев А.В., Чебуркин А.К. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность. *Справ.* Киев: Наук. думка, 1993. 232 с.
11. Заяць О.В. Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. ... дис. канд. геол. наук. Київ, 2017. 20 с.
12. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 100 с.
13. Кононова М.М., Кононов Ю.В., Шаркин О.П. Фазовые превращения в породообразующих силикатах. Наук. думка, 1989. 180 с.
14. Кривдік С.Г. Редкометалльные сиениты Украинского щита. *Геохимия*. 2002. № 7. С. 707—716.
15. 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.
16. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Самчук А.І., Антоненко О.Г. Типохімізм апатиту із багатих ільменітових руд Корсунь-Новомиргородського і Коростенського анортозит-рапаківігранітних плутонів (Україна). *Мінерал. журн.* 2012. 34, № 1. С. 76—80.
17. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Якубенко П.Ф. Петрологічні особливості Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону. *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 25—49. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
18. Кривдік С.Г., Оrsa В.И., Брянский В.П. Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геол. журн.* 1988. 6. С. 43—53.
19. Кривдік С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с.

20. Митрохин О.В. Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: автореф. ... дис. канд. геол. наук. Київ, 2001. 26 с.
21. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
22. Пономаренко О.М., Кривдік С.Г., Дубина О.В. Ендогенні апатит-ільменітові родовища Українського щита (геохімія, петрологія та мінералогія). Донецьк: Ноулідж, 2012. 230 с.
23. Редкие элементы Украинского щита. Отв. ред. И.П. Щербань. Киев: Наук. думка, 1986. 256 с.
24. Самчук А.І., Огар Т.В., Сукач В.В., Вовк К.В. Хіміко-аналітичні особливості визначення рідкісноземельних елементів методом мас-спектрометрії в базит-ультрабазитах. *Зб. наук. пр. УкрДГПІ*. 2014. № 3—4. С. 168—177.
25. Шестопалова О.Є. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. ... дис. канд. геол. наук. Київ, 2017. 18 с.
26. Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2012. 35 с.
27. 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.
28. Anderson J.L., Morrison J. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development in North America. Condie K. (ed.), *Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology 10*, Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 263—299. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70121-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70121-X)
29. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*. 2013. **174**. P. 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>
30. Bolle O., Demaiffe D., Duchesne J.C. Petrogenesis of jotunitic and acidic members of an AMC suite (Rogaland anorthosite province, SW Norway): a Sr and Nd isotopic assessment. *Precam. Res.* 2003. **124**. P. 185—214. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00086-X)
31. Duchesne J.C., Shumlyansky L., Mytrokhyn O.V. The jotunitic of the Korosten AMCG complex (Ukrainian shield): Crust- or mantle-derived? *Precam. Res.* 2017. **299**. P. 58—74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>
32. Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Nain Plutonic Suite. *Journ. Geol.* 1994. **102**, № 5. P. 539—558. <https://doi.org/10.1086/629697>
33. Fram M.S., Longhi J. Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes. *Amer. Mineral.* 1992. **77**, № 5. P. 605—616.
34. Green T.H. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. *Canad. Journ. Earth Sci.* 1969. **6**. P. 427—440.
35. Green T.H., Pearson N.J. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. **51**. P. 55—62.
36. Heinonen A., Rämö O.T., Mänttäri I., Johanson B., Alviola R. Formation and fractionation of High-Al tholeiitic magmas in the Ahvenisto rapakivi-granite massif-type anorthosite complex, southeastern Finland. *Canad. Mineral.* 2010. **48**. P. 969—990. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.969>
37. Li H., Li L., Zhang Z., Santosh M., Liu M., Cui Y., Yang X., Chen J., Yao T. Alteration of the Damiao anorthosite complex in the northern North China Craton: implications for high-grade iron mineralization. *Ore Geol. Rev.* 2014. **57**. P. 574—588. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.017>
38. Longhi J., Vander Auwera J., Fram M.S., Duchesne J.C. Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *Journ. Petrol.* 1999. **40**. P. 339—362. <https://doi.org/10.1093/ptro/40.2.339>
39. Markl G. REE constraints on fractionation processes of massif-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway. *Mineral. and Petrol.* 2001. **72**. P. 325—351. <https://doi.org/10.1007/s007100170022>
40. Markl G., Frost B.R. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Island, Northern Norway. II. Modelling of parental melts for anorthosites. *Journ. Petrol.* 1999. **40**, № 1. P. 61—77. <https://doi.org/10.1093/ptrology/40.1.61>
41. Mitchell J.N., Scoates J.S., Frost C.D. High-Al gabbros in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: implications for the composition of melts parental to Proterozoic anorthosite. *Contribs Mineral. Petrol.* 1995. **119**, № 2. P. 166—180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
42. Morse S.A. Kiglapait geochemistry V: strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. **46**, № 2. P. 223—234. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90249-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90249-6)
43. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Publ. Group. 1993. 384 p.

44. Scoates J.S., Frost C.D. A strontium and neodymium isotopic investigation of the Laramie anorthosites, Wyoming, USA: implications for magma chamber processes and the evolution of magma conduits in Proterozoic anorthosites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. **60**. P. 95—107. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00368-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00368-1)
45. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse V., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* 2017. **292**. P. 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
46. Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J.C. A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite. *Journ. Petrol.* 1998. **39**, № 3. P. 439—468. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.3.439>
47. Wark D.A., Stimac J.A. Origin of mantled (rapakivi) feldspars: experimental evidence of a dissolution — and diffusion-controlled-mechanism. *Contribs Mineral. Petrol.* 1992. **111**. P. 345—361. <https://doi.org/10.1007/BF00311196>

Надійшла 24.01.2022

REFERENCES

1. Gatsenko, V.O., Shestopalova, O.Ye. and Kushnir, S.V. (2019), *Coll. Thesis Sci. conf. "Achievements and prospects for the development of geological science in Ukraine"*, May 14-16, Kyiv, UA, pp. 176-177 [in Ukrainian].
2. Gerasimets, I.M. (2019), *Mineralogy of amorphous substances in alkaline feldspar syenite of the Ukrainian Shield*, Abstr. of PhD geol. sci. diss., Kyiv, UA, 25 p. [in Ukrainian].
3. Gerasimets, I.M., Belsky, V.M. and Kanunikova, L.I. (2019), *Coll. Thesis Sci. conf. "Achievements and prospects for the development of geological science in Ukraine"*, Kyiv, May 14-16, Vol. 1, pp. 140-142 [in Ukrainian].
4. Grechanovska, O.Ye., Gerasimets, I.M., Kryvdik, S.G., Kanunikova, L.I. and Belsky, V.M. (2019), *Coll. thesis Sci. conf. "Achievements and prospects for the development of geological science in Ukraine"*, Kyiv, May 14-16, Vol. 1, pp. 144-146 [in Ukrainian].
5. Dubyna, O.V. (2015), *Geochemistry of alkaline rocks of the Ukrainian Shield*, Abstr. of D.Sc. geol. sci. diss., Kyiv, UA, 42 p. [in Ukrainian].
6. Dubyna, O.V. and Kryvdik, S.G. (2013), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 35, No. 3, Kyiv, pp. 61-72 [in Ukrainian].
7. Dubyna, O.V. and Kryvdik, S.G. (2013), *Coll. Sci. works UkrDGRI*, No. 1, Kyiv, pp. 173-191 [in Ukrainian].
8. Dubyna, O.V., Kryvdik, S.G. and Sharygin, V.V. (2014), *Geochemistry*, No. 10, Moscow, RU, pp. 907-923 [in Russian].
9. Esipchuk, K.E. (1988), *Petrological and geochemical bases of formation analysis of Precambrian granitoids*, Nauk. dumka, Kyiv, 264 p. [in Russian].
10. Esipchuk, K.E., Orsa, V.I., Shcherbakov, I.B., Sheremet, E.M., Skobelev, V.M., Ryabokon', V.V., Galeskiy, L.S., Panov, B.S., Yushin, A.A., Bocharov, L.V., Golub, E.N., Demyanenko, V.V., Buchinskaya, K.M., Sveshnikov, K.I., Suhorukov, Yu.T., Shcherbak, D.N., Osadchiy, V.K., Piyar, Yu.K., Samchuk, A.I., Kushnir, A.S., Andreev, A.V. and Cheburkin, A.K. (1993), *Granitoids of the Ukrainian shield. Petrochemistry, geochemistry and ore-bearing: a Handbook*, Nauk. dumka, Kyiv, 232 p. [in Russian].
11. Zayats, O.V. (2017), *Geochemistry of Ruska-Poliana rare-metal granitoids of the Korsun-Novomyrhorod pluton*, Abstr. of PhD geol. sci. dis., Kyiv, UA, 21 p. [in Ukrainian].
12. Kononov, Yu.V. (1966), *Gabbro massifs of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 100 p. [in Ukrainian].
13. Kononova, M.M., Kononov, Yu.V. and Sharkin, O.P. (1989), *Phase transformations in rock-forming silicates*, Nauk. dumka, Kyiv, 180 p. [in Russian].
14. Kryvdik, S.G. (2002), *Geochemistry*, No. 7, RU, pp. 707-716. [in Russian].
15. Kryvdik, S.G., Guravskiy, T.V., Dubyna, O.V., Bratchuk, O.M., Marhay, O.I., Nechaenko, O.M. and Yakubenko, P.F. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 3, Kyiv, pp. 55-78 [in Ukrainian].
16. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V., Samchuk, A.I. and Antonenko, O.G. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 1, Kyiv, pp. 76-80 [in Ukrainian].
17. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V. and Yakubenko, P.F. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 4, Kyiv, pp. 25-49 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
18. Kryvdik, S.G., Orsa, V.I. and Bryansky, V.P. (1988), *Geol. Journ.*, Vol. 6, Kyiv, pp. 43-53 [in Russian].
19. Kryvdik, S.G. and Tkachuk, V.I. (1990), *Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 408 p. [in Russian].
20. Mytrokhyn, O.V. (2001), *Petrology of gabbro-anorthosite massifs of Korosten pluton*, Abstr. of PhD geol. sci. diss., Kyiv, UA, 26 p. [in Ukrainian].
21. Mytrokhyn, O.V. (2011), *Anorthosite-rapakivi-granite formation of the Ukrainian Shield (geology, composition and conditions)*, Abstr. of D.Sc. geol. sci. diss., Kyiv, UA, 36 p. [in Ukrainian].
22. 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, 230 p. [in Ukrainian].
23. Shcherban', I.P. (ed.) (1986), *Rare elements of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 256 p. [in Russian].

24. Samchuk, A.I., Ogar, T.V., Sukach, V.V. and Vovk, K.V. (2014), *Coll. sci. works of UkrDGRI*, No. 3-4, Kyiv, pp. 168-177 [in Ukrainian].
25. Shestopalova, O.Ye. (2017), *Geochronology of the Korsun-Novomyrhorod pluton*, Abstr. of PhD geol. sci. diss., Kyiv, UA, 18 p. [in Ukrainian].
26. Shumlyansky, L.V. (2012), *Petrology and geochronology of rock complexes of the North-Western district of the Ukrainian Shield and its western slope*, Abstr. of D.Sc. geol. sci. dis., Kyiv, UA, 35 p. [in Ukrainian].
27. Yasnygina, T.A., Markova, M.E., Rasskazov, S.V. and Pakhomova, N.N. (2015), *Factory laboratory. Diagnosis of materials*, Vol. 81(2), RU, pp. 10-20 [in Russian].
28. Anderson, J.L. and Morrison, J. (1992). *Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology* 10, in Condie, K. (ed.), Elsevier, Amsterdam, pp. 263-299. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70121-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70121-X)
29. Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M.K.M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V. and Starostenko, V.I. (2013), *Lithos*, Vol. 174, pp. 196-216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>
30. Bolle, O., Demaiffe, D. and Duchesne, J.C. (2003), *Precam. Res.*, Vol. 124, pp. 185-214. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00086-X)
31. Duchesne, J.C., Shumlyansky, L.V. and Mytrokhyn, O.V. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 299, pp. 58-74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>
32. Emslie, R.F., Hamilton, M.A. and Theriault, R.J. (1994), *The Journ. Geol.*, Vol. 102, No. 5, pp. 539-558. <https://doi.org/10.1086/629697>
33. Fram, M.S. and Longhi, J. (1992), *Amer. Mineral.*, Vol. 77, No. 5, pp. 605-616.
34. Green, T.H. (1969), *Canad. Journ. Earth Sci.*, Vol. 6, pp. 427-440.
35. Green, T.H. and Pearson, N.J. (1987), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 51, pp. 55-62.
36. Heinonen, A., Rämö O.T., Mänttari I., Johanson, B. and Alviola, R. (2010), *Canad. Mineral.*, Vol. 48, pp. 969-990. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.969>
37. Li, H., Li, L., Zhang, Z., Santosh, M., Liu, M., Cui, Y., Yang, X., Chen, J. and Yao, T. (2014), *Ore Geol. Rev.*, Vol. 57, pp. 574-588. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.017>
38. Longhi, J., Vander Auwera, J., Fram, M.S. and Duchesne, J.C. (1999), *Journ. Petrol.*, Vol. 40, pp. 339-362. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.2.339>
39. Markl, G. (2001), *Mineral. and Petrol.*, Vol. 72, pp. 325-351. <https://doi.org/10.1007/s007100170022>
40. Markl, G. and Frost, B.R. (1999), *Journ. Petrol.*, Vol. 40, No. 1, pp. 61-77. <https://doi.org/10.1093/etrology/40.1.61>
41. Mitchell, J.N., Scoates, J.S. and Frost, C.D. (1995), *Contribs Mineral. Petrol.*, Vol. 119, No. 2, pp. 166-180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
42. Morse, S.A. (1982), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 46, No. 2, pp. 223-234. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90249-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90249-6)
43. Rollinson, H.R. (1993), *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Publ. Group, 384 p.
44. Scoates, J.S. and Frost, C.D. (1996), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 60, pp. 95-107. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00368-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00368-1)
45. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, V. and Bilan, O. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 292, pp. 216-239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
46. Vander Auwera, J., Longhi, J. and Duchesne, J.C. (1998). *Journ. Petrol.*, Vol. 39, No. 3, pp. 439-468. <https://doi.org/10.1093/etrology/39.3.439>
47. Wark, D.A. and Stimac, J.A. (1992), *Contribs Mineral. Petrol.*, Vol. 111, pp. 345-361. <https://doi.org/10.1007/BF00311196>

Received 24.01.2022

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>

P.F. Yakubenko, Chief Geologist

SE NJSC "Nadra of Ukraine" Centrukrgeologiya

13, Tatynetska Str., Cherkasy, Ukraine, 18030

E-mail: yakubenkopf@gmail.com

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>

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE MAIN ROCKS TYPES OF THE KORSUN'-NOVOMYRHOROD ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE PLUTON

The geochemical features of most distributed rocks from the Korsun'-Novomyrhorod Pluton are considered. The obtained data give reason to assume that the association of the basic and intermediate rocks of the pluton was formed because of the differentiation of the primary melt, similar in composition to high alumina tholeiites. It can be inferred that anorthosites were the earliest rocks that appeared in the early stages of plagioclase crystallization. In chondrite-normalized patterns of REE from anorthosites are characterized by the classical distribution of REE for such rocks with significant positive Eu-anomalies at low REE concentrations. Further evolution of the residual melts enriched by mafic components could lead to the formation of gabbro-anorthosites. Less distributed gabbro-norites and norites were formed because of crystallization of residual melts after segregation of anorthositic and gabbro-anorthositic cumulates. Considering the high iron content in all types of rocks, the basic rocks crystallized from residual melts that were genetically related to anorthosites. But ore-bearing norites (Nosachiv-type), in contrast to most distributed basic rocks, had been formed in the early stages because of simultaneous accumulation of feldspar and ilmenite, followed by gravitational precipitation at lower levels of magmatic chambers. The genesis of monzonite-syenite rocks is more enigmatic. Their geochemical features very resemble those in gabbroic rocks, which gives reason to consider them as a result of residual melts crystallization after escaping from anorthositic and gabbro-noritic bodies. Subsequent migration and protracted differentiation of such K-enriched melts could cause the appearance of the high-Fe syenites of the Velyka Vyska-type, enriched in REE, Y, Zr, partially Nb, and depleted in Sr and Ba. Although the geochemical characteristics of rapakivi show significant similarities to monzonitic rocks, their genesis remains problematic. It's worth noting that our findings are more consistent with continental crust melting caused by ascending intrusions of basic composition.

Keywords: Korsun'-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield, anorthosites, gabbro, norites, rapakivi, monzonites, geochemistry.