

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.043>
УДК 552.311

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>

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>

В.М. Бельський, 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: belskiy_vm@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

НОВІ ВИДИ ОСНОВНИХ ПОРІД У КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОМУ АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОМУ ПЛУТОНІ ЯК ІНДИКАТОР ЙОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСУ

У межах Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП) досліджено два види основних порід, контрастних за петрохімічними характеристиками та мінеральним складом. Фаялітові габроїди залягають на глибших горизонтах у центральній частині КНП (Городищенський масив) і за залістим парагенезисом фемічних мінералів, пониженою або низькою основністю плагіоклазу можуть представляти кінцеві порції високодиференційованої основної магми (після формування анортозитів, різноманітних габроноритів та їхніх рудних різновидів), кристалізація яких відбувалась в абісальних умовах за низької фугітивності кисню. Обмежені геохімічні дані свідчать, що кристалізація таких порід може бути результатом змішування високозалістистих і підвищеної лужності порцій основного розплаву із захопленими ранніми генераціями основного плагіоклазу, з частковою резорбцією останніх. Різке зростання залістості фемічних мінералів у фаялітових габроїдах, як і пониження основності плагіоклазу, порівняно з іншими представниками основних порід плутону, узгоджується із появою феродіоритових розплавів унаслідок тривалої кристалізаційної диференціації вихідного основного розплаву. На відміну від фаялітових габроїдів, двопіроксен-біотитові габроїди із приконтаткового масиву у північно-західній частині плутону, за підвищеною магnezіальністю фемічних мінералів і порід є найменш диференційованими різновидами основних порід. Закономірності розподілу петрогенних елементів біотитових габроїдів узгоджуються із загальним еволюційним трендом основних порід КНП, що передбачає їхню кристалізацію на ранньому етапі становлення плутону. За петрохімічними особливостями

Цитування: Кривдік С.Г., Дубина О.В., Бельський В.М. Нові види основних порід у Корсунь-Новомиргородському анортозит-рапаківігранітному плутоні як індикатор його петрогенезису. *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 4. С. 43—60. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.043>

ми такий розплав може утворюватись на проміжній стадії диференціації, між початковим (примітивним) розплавом та його високодиференційованими (високзалістими) порціями. Узагальнення даних щодо глибокого буріння плутону дає можливість виявити загальні закономірності еволюції складу фемічних мінералів у основних породах, які свідчать про ознаки прихованої розширеної. Вона досить чітко простежується як у великих габро-анортозитових масивах, так і в окремих інтрузивних тілах. Виявлені ознаки мінералогічного розширення узгоджуються із толейтовим трендом диференціації вихідного розплаву — зростанням залістості фемічних мінералів у процесі диференціації й остигання в магматичній камері за низької фугитивності кисню. Згідно з таким трактуванням глибинної будови КНП, глибокі свердловини на сучасному ерозійному зрізі частіше розкривають фрагменти верхньої (або бічної) розширеної серії (залістий тренд) і рідше досягають верхів нижньої (головної) серії (магнезійний тренд).

Ключові слова: анортозити, габроїди, диференціація, розширеність, магматизм, Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит.

Вступ. Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) є типовим представником анортозит-рапаківігранітного магматизму з характерною асоціацією порід (граніти групи рапаківі, анортозити, габронорити, меншою мірою поширені троктоліти, різноманітні рудні габроїди, монзоніти та сієніти). Проте КНП відрізняється від більшості аналогічних асоціацій порід, як Коростенського плутону, так й інших анортозитових масивів, переважанням високзалістистих габроїдів (ферогаброд, враховуючи понижену основність плагіоклазу в більшості основних порід, феродіоритів) і значною розповсюдженістю монзонітів і сієнітів [3, 8, 9]. У попередній роботі [6] обґрунтовано положення про те, що висока залістість основних порід КНП і фемічних мінералів у них, відсутність основних порід із первинним магнетитом, значний розвиток монзонітів та сієнітів зумовлені глибоким сучасним ерозійним зрізом більшої частини КНП. Нагадаємо, що в норитах КНП було проаналізовано залістий ортопіроксен (еуліт) [4], що видається дещо аномальним і не відмічено в інших подібних плутонах.

Під час дослідження керна матеріалу глибоких свердловин із центральної частини КНП автори в нижній частині розрізу св. 201 (Городищенський масив) і на забої (інт. 450—510 м) виявили високзалістисті фаялітові габроїди (з фероавгітом і ферогеденбергітом), які в інших подібних плутонах не спостережено.

Водночас у північно-західній частині КНП у зоні його контакту з гранітоїдами рами, глибокою св. № 212 розкрито невеликий масив дещо незвичних для плутону (найбільш магнезійних) основних порід (рис. 1). Ос-

танні представлені неоднорідними за структурою двопіроксеновими і багатими біотитовими (до 30—40 %) габроїдами (біотитовими габроноритами, біотитовими габронорито-анортозитами). За їхнім просторовим положенням і геохімічними властивостями нині ми припускаємо, що такі габроїди просторово і генетично споріднені з породами плутону.

Мета роботи. Ознайомлення із результатами петрографічного і мінералогічного дослідження двох нових видів основних порід КНП, які можуть представити крайні різновиди в серії основних порід. Перші з них є високзалістими (фаялітовими) габроїдами, найбільш диференційованими основними породами плутону, а другі — магнезійні багаті біотитом двопіроксенові габронорити, — відповідно найменш диференційовані їхні різновиди. Окрім того, представлено узагальнені дані дослідження породоутворювальних мінералів у глибоких свердловинах плутону, використовуючи варіації складу яких вдається виявити ознаки внутрішньої диференціації габро-анортозитових масивів.

Методи досліджень. Петрографічне вивчення шліфів та аншліфів порід, хімічний аналіз порід і мікрозондові дослідження породоутворювальних мінералів. Усі зразки відібрано із керна матеріалу глибоких свердловин, що знаходиться в колекції ДП НАК "Надра України" Центрукргеологія". Породоутворювальні мінерали проаналізовано за допомогою електронного мікрозонда JСХА-733 (JEOL), оснащеного трьома вертикальними хвильовими спектрометрами в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Умови зйомки: прискорювальна напруга —

15 кВ, струм зонда 20 нА, діаметр зонда 2 мкм; час виміру в точці: пік — 30 с, фон з обох сторін — по 10 с. Стандартами слугували чисті метали, синтетичні сполуки та природні мінерали. Внесення поправок у результати вимірів і розрахунок концентрацій елементів здійснено методом ZAF-корекції.

Петрогенні елементи основних порід (св. 212 — 9, св. 201 — 14 зразків) визначено методом хімічного аналізу у хімічній лабораторії ІГМР НАН України. Мікроелементи проаналізовано у двох зразках для кожної свердловини, результати яких опубліковано раніше [2]. Матеріал для дослідження відібрано із керну свердловин. Аналізи виконано в лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізів ІГМР НАН України, підготовку проб — методом кислотного розкладання з використанням мікрохвильової печі ETNOS фірми MILISTONE (Італія). Вимірювання здійснено на маспектрометрі високої роздільної здатності з індукційно-зв'язаною плазмою HR ICP-MS Thermo Element 2. Для зовнішнього градування використано ряд мультиелементних стандартних розчинів (*Inorganic Ventures IV-ICPMS-71A*, *Inorganic Ventures CMS-1*, *MERCK*, *ICP multielement standard solution XVII*). Як внутрішній стандарт використаний In (10 ppb). Достовірність аналізів контролювали шляхом вимірювання міжнародних стандартних зразків гірських порід JG1-a, JG2, JB3.

Петрографічна характеристика. Як зазначено вище, КНП характеризується переважанням високозалістистих основних порід. Часто вони збагачені ільменітом, за незначного вмісту апатиту. З габроноритами плутону генетично пов'язано Носачівське родовище багатих ільменітових (без первинного магнетиту) руд і низка слабо досліджених рудопроявів [5]. Попри високу залістистість, притаманну габроїдам і фемічним мінералам КНП, їхні фаялітові різновиди виявились ще більш збагаченими Fe різновидами основних порід, тоді як біотитові габронорити і габроанортозити — найбільш магнезіальними їхніми представниками. Тобто ці породи є найконтрастнішими за особливостями хімізму (валового складу і певних однойменних мінералів) серед усіх відомих представників основних порід плутону.

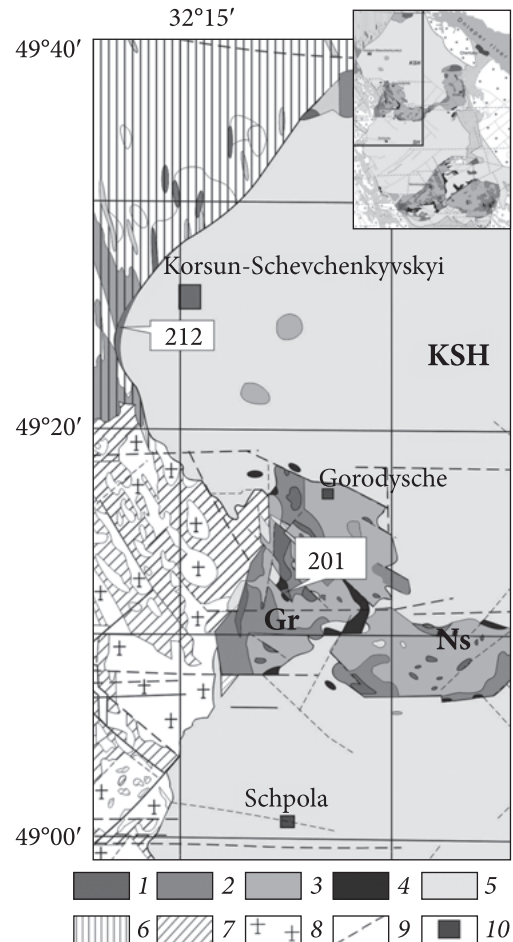


Рис. 1. Фрагмент схеми геологічної будови північно-західної частини КНП: 1 — габро, норити, габронорити; 2 — габро-анортозити; 3 — анортозити; 4 — монзоніти і кварцові монзоніти; 5 — рапаківи; 6 — породи кіровоградсько-житомирського комплексу; 7 — породи новоукраїнського комплексу; 8 — породи кіровоградського комплексу; 9 — головні розривні порушення; 10 — міста. Масиви кислих порід: KSH — Корсунь-Шевченківський, SH — Шполянський. Габро-анортозитові масиви: Gr — Городищенський, Ns — Носачівський

Fig. 1. Scheme of the geological structure north-western part of the Korsun-Novomyrhorod pluton: 1 — gabbro, nority, gabbro-nority; 2 — gabbroanorthosites; 3 — anorthosites; 4 — monzonites and quartz monzonites; 5 — rapakivi; 6 — rocks of the Kirovohrad-Zhytomyr complex; 7 — rocks of the Novoukrainsky complex; 8 — rocks of the Kirovohrad complex; 9 — the main fractures; 10 — cities. Massifs of acid rocks: KSH — Korsun-Shevchenkyvskyi, SH — Shpolyansky. Gabbro-anorthosite massifs: Gr — Gorodyshe, Ns — Nosachivskyi

Високозалістисті фаялітові габроїди виявлено в розрізі глибокої свердловини (№ 201) в центральній частині КНП (Городищенський масив), де вони залягають в інтервалі 450—

Таблиця 1. Хімічний (ваг. %) та нормативний склад порід
Table 1. Chemical (wt. %) and normative composition of rocks

Parameter	Drill-hole 201							Drill-hole 212							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Deep, m	456.7	468.2	473.2	473.8	505-506	510	514	87a	329.6	377.6	389.3	479.5	511.4	25	391.9
Type	Na-Gb		Gb	Na-Gb	OGN		Gb	Na-Gb	Gb		Na-LGb	Na-GN	Na-LGb	Mf	Xn
SiO ₂	48.20	44.19	45.02	44.44	39.03	43.11	45.47	46.69	42.55	50.93	51.25	50.78	50.97	40.62	49.24
TiO ₂	3.07	3.40	1.53	2.57	3.29	4.35	3.45	1.43	2.18	1.61	2.18	1.47	1.71	1.98	0.44
Al ₂ O ₃	11.81	10.07	13.28	10.91	7.75	8.70	11.62	15.71	14.14	16.42	16.55	20.69	18.49	10.92	6.10
Fe ₂ O ₃	0.09	0.09	1.57	1.12	1.73	0.09	1.49	3.48	5.08	1.58	1.95	1.68	0.88	5.85	2.9
FeO	20.16	25.48	20.74	21.6	34.32	25.66	20.59	9.01	10.01	8.78	7.34	7.44	7.54	13.15	7.58
MnO	0.32	0.39	0.40	0.36	0.52	0.38	0.31	0.22	0.22	0.18	0.1	0.17	0.12	0.33	0.33
MgO	1.47	1.96	1.51	1.63	2.65	2.45	2.21	5.83	8.01	4.48	4.34	3.74	4.09	9.08	14.27
CaO	7.79	8.2	9.73	9.79	6.72	8.23	8.64	8.22	7.34	8.14	6.49	6.45	6.73	9.15	9.88
Na ₂ O	4.18	3.34	2.35	3.36	1.9	3.42	2.5	3.67	2.4	4.68	4.36	4.00	4.54	1.60	0.52
K ₂ O	1.50	1.20	1.05	1.20	0.81	1.20	1.36	2.40	3.26	1.90	2.50	2.30	2.60	2.67	2.95
P ₂ O ₅	0.76	0.91	0.78	0.54	0.67	1.54	1.28	0.81	0.56	0.27	0.23	0.3	0.27	0.83	0.15
S	0.13	0.23	0.24	0.22	0.15	0.24	0.17	0.14	0.05	0.02	0.02	0.10	0.02	0.23	0.02
LOI	0.66	0.71	1.92	2.43	0.74	0.86	0.49	1.97	3.74	1.03	1.81	0.98	1.69	3.20	4.62
Total	100.14	100.17	100.12	100.17	100.3	100.2	99.58	99.58	99.54	100	99.12	100.1	99.65	99.61	99.00
Na ₂ O + + K ₂ O	5.68	4.54	3.4	4.56	2.71	4.62	3.86	6.07	5.66	6.58	6.86	6.3	7.14	4.27	3.47
X _{Fe}	0.89	0.88	0.89	0.89	0.88	0.85	0.85	0.54	0.51	0.56	0.54	0.57	0.53	0.53	0.29
An*	19	23	52	27	37	14	42	37	46	30	32	47	35	51	55
<i>Normative mineral composition (CIPW)</i>															
An	9.08	8.99	23.00	11.40	10.27	4.87	16.62	19.78	18.98	18.37	22.86	30.33	22.86	15.27	5.93
Alb	30.79	22.00	20.25	18.80	15.01	22.93	21.35	22.42	9.95	30.71	31.45	34.18	31.44	5.23	4.66
Or	8.91	7.13	6.32	7.25	4.81	7.14	8.11	14.53	20.00	11.34	15.68	13.71	15.69	16.36	18.47
Di	2.51	2.71	2.04	3.60	1.94	3.39	2.67	8.71	8.37	8.69	4.11	—	4.18	13.2	28.15
Hed	19.22	20.02	16.36	26.80	14.56	19.39	13.17	5.54	3.98	8.45	3.69	—	3.70	8.22	7.85
En	—	—	0.82	—	—	—	2.57	—	—	—	—	1.18	—	—	15.76
Fs	—	—	7.50	—	—	—	14.52	—	—	—	—	1.28	—	—	5.04
Fo	1.76	2.56	1.45	1.74	4.02	3.20	1.22	7.82	11.88	5.08	5.96	5.77	5.95	12.15	6.20
Fa	17.10	23.89	14.65	16.40	38.10	23.18	7.63	6.77	7.14	6.24	6.74	6.92	6.78	9.57	2.19
Ne	2.58	3.48	—	5.57	0.62	3.35	—	5.29	6.62	5.03	4.25	—	4.22	4.77	—
Ap	1.77	2.12	1.84	1.28	1.56	3.59	2.99	1.92	1.35	0.63	0.64	0.71	0.64	1.99	0.37
Pyr	0.28	0.49	0.50	0.50	0.32	0.51	0.36	0.34	0.12	0.04	—	0.2	—	0.53	0.04
Cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.62	—	—	—
Ilm	5.86	6.49	2.96	4.99	6.28	8.31	6.61	2.78	4.32	3.09	3.32	2.82	3.32	3.90	0.89
Mt	0.13	0.13	2.32	1.66	2.52	0.13	2.18	5.17	7.69	2.31	1.32	2.46	1.33	8.80	4.45

Примітка. X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg); An* — розрахований вміст An-міналу в плагіоклазі (An* = [(Al—Na—K)/(Al—Na+K)] · 100); Na-Gb — сублужне габро; Gb — габро; OGN — багаті рудними мінералами габронорити; Gb — габро; Na-LGb — сублужне лейкогабро; Na-GN — сублужний габронорит; Mf — мафіт; Xn — ксеноліт (див. текст).

Note. X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg); An* — calculated An content in plagioclase (An* = [(Al—Na—K)/(Al—Na+K)] · 100); Na-Gb — sodic gabbro; Gb — gabbro; OGN — oxide-gabbro; Gb — gabbro; Na-LGb — sodic leucogabbro; Na-GN — sodic gabbro; Mf — mafite; Xn — xenolite (see text).

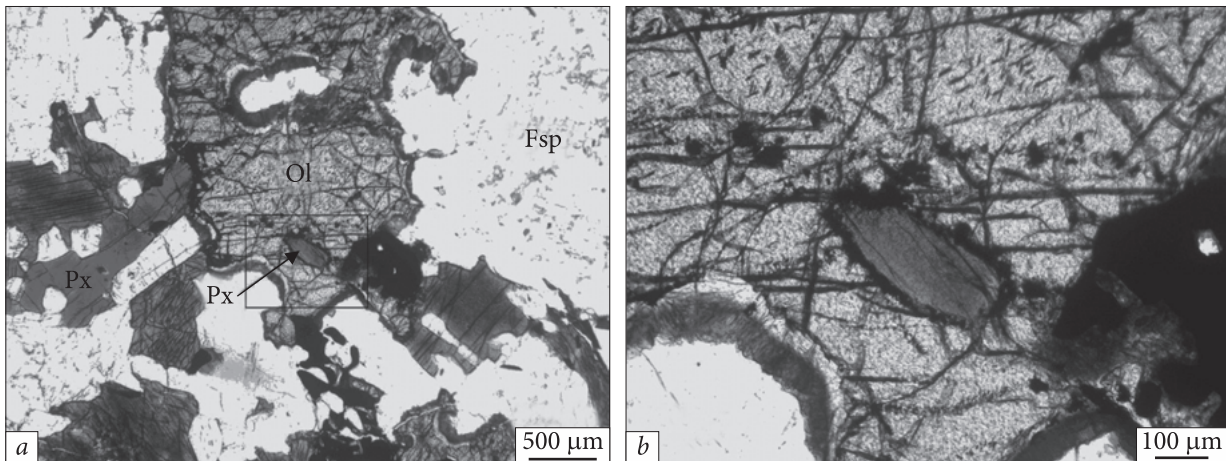


Рис. 2. Великий кристал фаяліту із коронарними структурами в піроксен-плагіоклазовій матриці. На збільшеному фрагменті показане включення дрібного кристала піроксену в олівіні. Поляризоване світло, ніколи паралельні. Ol — олівін, Px — піроксен, Fsp — польовий шпат

Fig. 2. A large fayalite grain with coronal structure in a pyroxene-plagioclase matrix. The enlarged fragment shows the inclusion of a small pyroxene crystal in olivine. Polarized light, in parallel polars. Ol — olivine, Px — pyroxene, Fsp — feldspar

510 м (табл. 1). Імовірно, ці породи залягають і глибше, адже забій свердловини не вийшов за їхні межі. Вище 450 м у свердловині розкрито габроанортозити, монзоніти, сієніти і, в незначній кількості, граніти. Схоже, що фаяліт (принаймні високозалістий олівін) наявний і в габроноритах, які залягають вище, але мінерали з них не проаналізовано.

Фаялітові габроїди представлені середньозернистими різновидами зі змінним вмістом головних мінералів — плагіоклазу, фаяліту і залістистого клінопіроксену. Як поодинокі зерна спостерігається інтерстиційний кварц і калішпат. У більшості випадків вміст фермічних мінералів становить 35—50 %, як це видно і з хімічного та нормативного складу порід (табл. 1), водночас фаяліт частіше значно переважає над клінопіроксеном (в деяких шліфах спостерігається лише 1—2 зерна останнього). Тобто у певних інтервалах переважають породи, що за співвідношенням мінералів відповідають троктоліту або проміжним між троктолітом і олівіновим габро породам, які можна було б розглядати як габротроктоліти, враховуючи подібний мінеральний склад.

Структура породи гіпідіоморфнозерниста, оскільки більшість мінералів мають близьку до ізометричної, часто неправильну форму, а фаяліт проявляє менш виразний ідіоморфізм стосовно клінопіроксену. Включення зерен

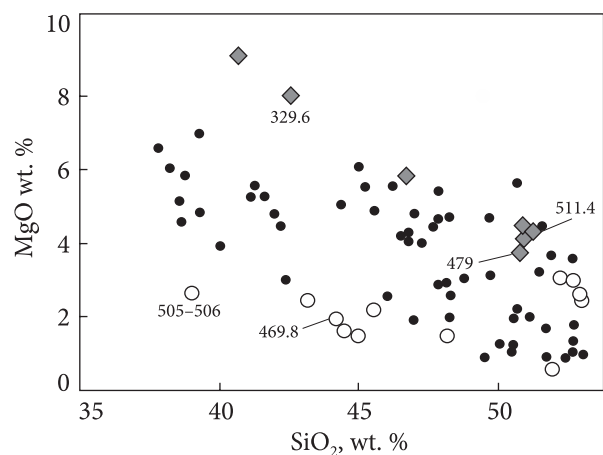


Рис. 3. Розташування фаялітових (св. 201, білі кола) та біотитових двопіроксенових (св. 212, сірі ромби) габроїдів на діаграмі SiO_2 — MgO на тлі порід КНП основного і середнього складу (чорні кола). Цифрами позначено глибину залягання порід, мінеральний склад яких досліджено (див. табл. 1)

Fig. 3. Position analyses of fayalite (hole 201, white circles) and biotite dipyroxene (hole 212, gray diamonds) gabroids in the SiO_2 — MgO diagram. The other basic and intermediate rocks of KNP are marked by black circles. The numbers indicate the depth of sample occurrences where minerals have been analyzed (see Table 1)

останнього спостережено у фаяліті (рис. 2), тобто він кристалізувався як один із пізніх мінералів. Зауважимо, що в габроїдах КНП, де наявний Mg-Fe -олівін, він завжди проявляє чіткий ідіоморфізм щодо інших мінералів.

Як другорядні та акцесорні мінерали трапляються ільменіт, апатит, магнетит, сульфіди (піротин, пірит), зафіксовано бадеделіт.

Таблиця 2. Хімічний склад олівіну (св. 201)
Table 2. Composition of olivine (hole 201)

Parameter	1	2	3	5	6
Deep, m	505—506	505—506	505—506	469,8	469,8
SiO ₂	28.8	29.1	29.00	28.6	28.5
TiO ₂	0.02	0.08	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.36	0.48	0.60	0.43	0.84
FeO	65.90	66.20	65.00	67.30	66.10
MnO	1.27	1.32	1.21	1.38	1.18
MgO	2.71	2.33	3.23	1.73	2.7
CaO	—	—	0.06	—	0.08
<i>Formula based on 3 cations</i>					
Si	0.96	0.97	0.97	0.96	0.95
Al	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Ti	0.001	0.002	—	—	—
Fe	1.85	1.85	1.81	1.90	1.84
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03
Mg	0.14	0.12	0.16	0.09	0.13
Fa	93.0	93.9	91.9	95.5	93.4

Магнетит утворює дрібні зерна і міститься в незначній кількості, характеризується низьким вмістом TiO₂, іноді спостерігаються його зростання з ільменітом (можливо, субсольвусні перетворення первинного титаномагнетиту або ульвошпінелі). У самостійних виділеннях ільменіту (поза магнетитом) фіксується підвищений вміст MnO (0,6—1,1 %).

Досліджувані породи характеризуються значно вищим вмістом FeO^{tot} (22,5—28,6 %) та пониженим MgO (1,47—2,45 %) (рис. 3), який відрізняє їх від основних порід нормальної лужності, описаних у [10]. Враховуючи понижену основність плагіоклазу (розрахований нормативний An_{14-52}), високу залізистість фемічних мінералів (табл. 2, 3), а також появу інтерстиційного кварцу та калішпату, такі породи, керуючись номенклатурою [12], слід класифікувати як феродіорити, виділення яких не передбачено у [10]. За співвідношенням нормативних мінералів на класифікаційній діаграмі QAP досліджувані породи потрапляють у поле монцодіо-

Таблиця 3. Хімічний склад піроксенів
Table 3. Composition of pyroxenes

Parameter	Drill-hole 201			Drill-hole 212									
	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Deep, m	505—506	505—506	469.8	479.5	479.5	479.5	479.5	479.5	329.6	329.6	329.6	329.6	329.6
Type	Cpx			Opx		Cpx				Opx			Cpx
SiO ₂	48.05	48.21	47.81	48.82	48.93	50.88	50.51	50.94	43.06	51.64	51.56	51.05	52.8
TiO ₂	0.48	0.26	0.48	0.09	0.14	0.06	0.27	0.23	0.13	0.04	—	0.09	0.01
Al ₂ O ₃	1.38	1.11	1.39	0.37	0.43	0.99	1.12	0.76	1.30	0.93	0.58	0.40	3.92
FeO	27.06	27.47	29.26	34.72	35.34	17.13	16.84	16.12	9.71	25.19	25.19	26.73	12.17
MnO	0.45	0.73	0.70	1.74	2.27	0.76	0.76	0.75	0.65	1.16	1.17	1.32	0.32
MgO	3.88	3.72	3.00	12.61	11.7	9.94	10.04	9.91	11.15	19.14	19.83	18.60	17.72
CaO	18.52	18.07	16.58	1.10	1.18	19.89	19.93	21.12	17.71	0.96	0.81	1.10	12.04
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	0.65	0.67	0.45	0.57
K ₂ O	0.07	0.10	0.14	0.08	—	0.17	0.18	0.17	0.26	—	—	—	0.31
X _{Fe}	0.80	0.81	0.85	0.61	0.63	0.49	0.48	0.48	0.33	0.42	0.42	0.45	0.28
<i>Formula based on 4 cations</i>													
Si	1.95	1.96	1.97	1.95	1.96	1.97	1.96	1.96	1.92	1.96	1.95	1.95	1.94
Al	0.07	0.05	0.07	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03	0.07	0.04	0.03	0.02	0.17
Ti	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—
Fe	0.92	0.93	1.01	1.16	1.19	0.55	0.55	0.52	0.36	0.80	0.79	0.85	0.37
Mn	0.02	0.03	0.02	0.06	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.01
Mg	0.23	0.23	0.18	0.75	0.70	0.57	0.58	0.57	0.74	1.08	1.11	1.06	0.97
Ca	0.80	0.79	0.73	0.05	0.05	0.82	0.83	0.87	0.85	0.04	0.03	0.04	0.47
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.05	0.05	0.03	0.04
K	—	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.01

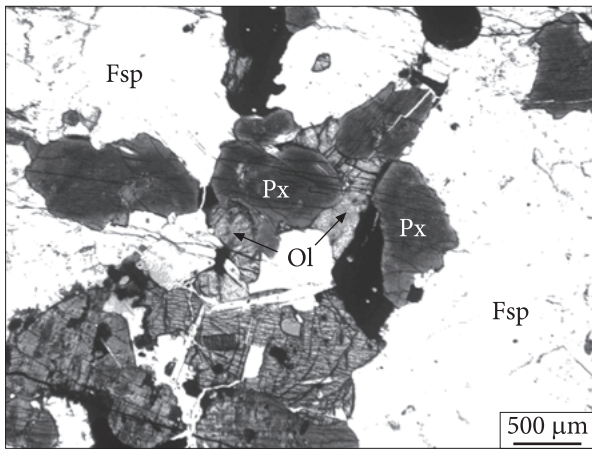


Рис. 4. Сегрегація більш ідіоморфних кристалів піроксену, між якими кристалізується ксеноморфний олівін. Поляризоване світло, ніколі паралельні. Умовні позначення див. рис. 2

Fig. 4. The xenomorphic olivine among segregation of more idiomorphic pyroxene grains. Polarized light, in parallel polars. Mineral abbreviations are the same as in Fig. 2

ритів / монцогабро. Незважаючи на склад плагіоклазу (зазвичай $<An_{50}$), на нашу думку, у контексті генезису досліджуваних порід використання терміну "діорит" для багатих олівіном, за відсутності амфіболу та біотиту порід, враховуючи їх високий кольоровий індекс (47—68), не буде об'єктивним. Ситуація ускладнюється й тим, що часто для анортозитової серії породи феродіоритового, феромонцодіоритового складу, ферогабро, ферогабронорити, збагачені рудними мінералами і апатитом габронорити або т. зв. FTP-породи, об'єднуються розпливчастим, на наш погляд, терміном "йотуніт". Проблематичність його використання полягає як у невизначеності генезису таких порід, так і вільному трактуванні різними авторами цього терміну та його використанні для опису широкої гами (за мінеральним і хімічним складом) порід. Власне через ці обставини, а також через відсутність у досліджуваних породах ортопіроксену, ми не застосовуємо щодо них згаданий термін.

З метою узгодження номенклатури гірських порід анортозитових серій, прийнятої у міжнародній практиці та традиційно вживаної у вітчизняній класифікації [10], особливо за наявності лише хімічних аналізів порід, автори пропонують (хоча і не дійшли остаточної згоди в цьому питанні) викорис-

тати термінологію, викладену у [14]. Згідно з останньою, породи, які містять від 70 до 90 % нормативного польового шпату, класифікуються як лейкогабро (лейконорити, лейкогабронорити), якщо вміст розрахованого An -міналу більше ніж 40 %, або сублужні лейкогабро (*sodic leucogabbro*), якщо нормативний плагіоклаз має $An < 40$ %. Якщо ж вміст нормативного польового шпату в породах нижче 70 %, за вмісту SiO_2 від 45 % до 52 %, породи потрапляють у групу габро або сублужних габро (*sodic gabbro*), залежно від вмісту у нормативному плагіоклазі An -міналу (більше, або менше An_{40} відповідно)¹. Породи з підвищеним вмістом рудних мінералів і, відповідно, з високим вмістом Fe, Ti або P та $SiO_2 < 45$ %, класифікуються як рудні габронорити (*oxide-apatite gabbronorites*, OAGN, або *oxide-gabbronorites*, OGN, за низького вмісту апатиту). Результати такого підходу до класифікації порід відображено у табл. 1.

Фаяліт натепер є, ймовірно, першою значідкою залістого олівіну в основних породах КНП. За показником X_{Fe} він майже такий, як і в олівінах із монзонітів, сієнітів і рапаківі плутону, відрізняючись трохи підвищеним вмістом MgO (1,3—2,7 %). Як і в фаялітах з інших названих порід КНП, цей мінерал у досліджуваних габроїдах має підвищений вміст MnO (1,2—1,5 %) (табл. 2). Як зазначено вище, фаяліт є одним із найпізніших мінералів (проявлений ксеноморфізм стосовно клінопіроксену, рис. 4), розрахована за олівіновим геотермометром температура криста-

¹ На прикладі досліджуваного КНП і порівняння його з іншими подібними плутонами і масивами (зокрема Коростенським і Південно-Кальчицьким) є підстави вважати, що в основних породах більш еродованих інтрузій понижується основність плагіоклазу (хоча остаточно не з'ясовано, який найкисліший плагіоклаз може викристалізуватись). Можна припустити, що в габро, яке утворилось у результаті розкристалізації муджієритового базальту, плагіоклаз буде таким, як у вихідному розплаві, тобто олігоклазом, або частина (зовнішня) його кристалів може мати ще кисліший (альбітовий) склад. У муджієриті (середній склад, за Р. Делі) розраховується нормативний плагіоклаз An_{28} (це можлива максимальна основність), тобто олігоклаз, а реальний плагіоклаз у породі може бути ще кислішим. Отже, кислий плагіоклаз може бути первинним мінералом габроїдів.

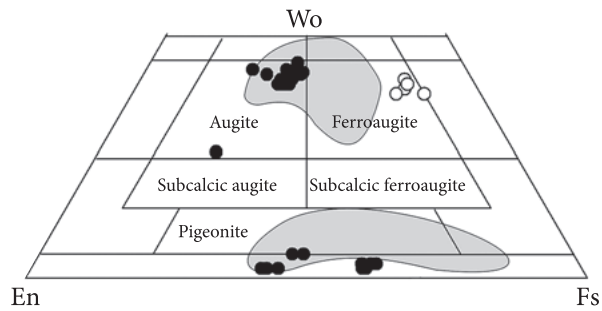


Рис. 5. Класифікаційна діаграма $En - Wo - Fs$ для піроксенів. Піроксени св. 201 (білі кола) та св. 212 (чорні кола). Сірі поля відображають склад піроксенів із різних типів КНП, за даними [1, 3, 4, 7]

Fig. 5. Classification diagram $En - Wo - Fs$ for pyroxenes. Legend: from 201 (white circles) and 212 (black circles) holes. The grey areas are summarized the pyroxene composition from different type of basic rocks of KNP (by data [1, 3, 4, 7])

лізації становить 1042—1060 °С. Принагідно зауважимо, що подібний залістий (але з вищим вмістом MgO 5,6 %) олівін згадано в роботі Ю.В. Кононова [3] серед норитів Городищенського масиву, що разом зі згаданим вище еулітом у норитах КНП підтверджує наші висновки про наявність високозалістистих габроїдів у КНП.

Клінопіроксен в асоціації з фаялітом також належить до високозалістистих різновидів. На діаграмі $En - Wo - Fs$ його точки розташовуються в полі високозалістистого фероавгіту поблизу границі з ферогеденбергітом, а один із них навіть попадає в поле останнього (рис. 5). Серед інших ознак хімічного складу відмітимо помірний або дещо підвищений (порівняно з клінопіроксенами інших основних порід КНП) вміст TiO_2 (до 1,43 %), а за показником X_{Fe} він подібний до клінопіроксенів із гранітів Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів [9] та більш залістий, ніж фероавгіти із гранітів Щорсівського кар'єру (Коростенський плутон) [7].

Плагіоклаз за співвідношенням головних компонентів діагностовано як андезин (An_{39-42}), в якому наявні антипертитові вrostки. Крім того, в породі є незначна кількість виділень калієвого польового шпату (ортоклазу) з мікропертитами. За результатами розрахунків на нормативний склад порід та розрахованого номера плагіоклазу у них (An^*), отримано ще кисліший плагіоклаз An_{19-27} , хоча фіксується також An_{52} (табл. 1).

Петрохімічні особливості. Примітною особливістю досліджуваних габроїдів очікувано є високий вміст FeO^{tot} (від 20 до 36 %), за низького MgO (1,5—2,65 %), що зумовлює найвищі значення X_{Fe} як серед олівінових габроїдів, так і габроноритів КНП, що викликано передусім високим X_{Fe} у фаяліті та піроксенах (фероавгіт-ферогаденбергітового складу). Для порід характерний помірний вміст CaO, низький P_2O_5 і невисокий (як для габроїдів КНП) TiO_2 (табл. 1). Такий же, або й ще вищий вміст (в поодиноких випадках) FeO^{tot} , наводив Ю.В. Кононов [3] у т. зв. польовошпатових ультраосновних породах, троктолітах і олівінових норитах Городищенського, меншою мірою Межиріченського, масивів.

Проте в цих породах значно (в два і більше разів) вищий вміст MgO (особливо в т. зв. польовошпатових ультраосновних породах). У них також загалом більше TiO_2 і P_2O_5 , тобто вони належать (або наближаються) до рудних або рудоносних габроїдів. Подібні основні породи з високим вмістом Fe, але значно вищим Ti (рудні габронорити) згадано у Носачівському родовищі ільменіту [5], однак в останньому X_{Fe} ні в олівінах, ні в ортопіроксенах не досягають таких високих значень, а головний вплив на цей показник має високий вміст ільменіту. Ймовірно, наслідком значного фракціонування магматичного розплаву, що передувало кристалізації таких порід, є підвищена концентрація лугів (3,4—5,7 %), понижена основність плагіоклазу (розрахунковий An_{19-46}) та поява нормативного нефеліну.

Геохімічні особливості досліджуваних порід узагальнено за двома зразками, результати аналізу яких опубліковані в роботі [2]. Попри наявність олівіну, породи мають низькі концентрації Cr та Ni (9,8—14,7 і 118—140 ppm відповідно) та помірні, на рівні з іншими аналізованими основними породами плутону, концентрації HFSE, Sr і Ba. Концентрація Zr і Hf, як і в інших меланократових породах плутону, проявляє значну варіабельність (119—240 та 3,2—6,5 ppm відповідно), за позитивної залежності у їхньому розподілі та практично незмінного відношення Zr/Hf (37,6—37,1), аналогічного мантійному (37,1, за McDonough, Sun, 1995). Дещо незвичною виявилась лише збагаченість порід Sc (107—

118 ppm), причина якої залишається нез'ясованою. Зазначимо, що збагаченість Sc також підтверджено даними спектрального аналізу 15 зразків з інтервалу 468—517 м, в яких його вміст становить 100—400 ppm. Це є специфічною геохімічною рисою досліджуваних порід, яка, за наявними авторськими даними, не повторюється в інших породах плутону. Враховуючи підвищену концентрацію Sc в багатьох плутонічних і дайкових основних породах і здатність концентруватися у магнетиті та ільменіті, можна припустити, що його висока концентрація пов'язана із появою у цих породах магнетиту, відсутнього у інших габроїдах.

Подібними до інших основних порід плутону є досліджувані породи і за діапазоном концентрацій REE (197—201 ppm) та рівнем збагачення LREE ($(La/Sm)_{ch} \sim 3$), але відрізняються від них підвищеним вмістом HREE ($(La/Yb)_{ch} 6,1—6,9$). Попри високу залізистість порід, негативні Eu-аномалії є незначними або практично відсутні ($Eu/Eu^* 0,72—0,95$).

Двопіроксен-біотитові габроїди утворюють невеликий лінзоподібний (безіменний) масив північно-східного простягання протяжністю 2,5—3,0 км і шириною до 0,5 км в зоні контакту Корсунь-Шевченківського масиву рапаківі з навколишніми гранітоїдами рами (рис. 1). Масив знаходиться на захід і південний захід від м. Корсунь-Шевченківський на віддалі 1—2 км і північно-західніше і західніше (2,0—2,5 км) від с. Листвена. Наразі це єдиний масив основних порід КНП, який, з одного боку, контактує безпосередньо з породами рами, а з другого, — з гранітами (рапаківі). Геологічні умови його залягання, особливо взаємовідношення з породами рами (характер контакту) залишаються не з'ясованими. Досліджувані породи були доступні для спостереження в керні лише однієї свердловини (св. 212, гл. 25—511 м), де вони в польових умовах візуально сприймалися як породи рами КНП (навколишні гнейсоподібні кристалосланці)².

За мінеральним і хімічним складом основні породи цього масиву виявились відмін-

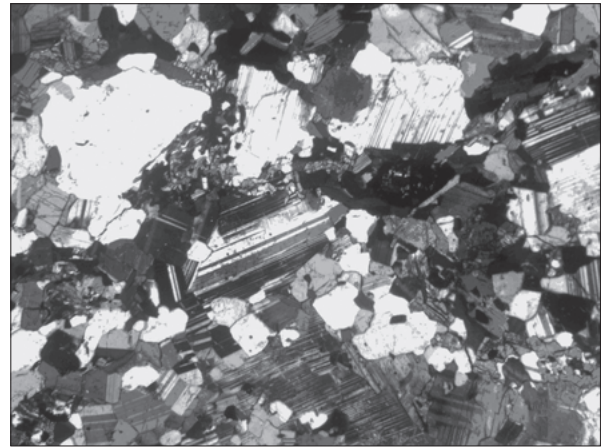


Рис. 6. Великі кристали плагіоклазу в дрібнозернистій біотит-двопіроксен-плагіоклазовій основній масі. Поляризоване світло, ніколі схрещені

Fig. 6. Coarse plagioclase crystals in the fine-grained biotite-bipyroxene-plagioclase groundmass. Polarized light, in crossed polars

ними від типових габроїдів КНП, а також від дайкових різновидів основних порід, які часто трапляються серед різноманітних навколишніх гранітоїдів. Зрештою, авторам невідомі подібні за хімічним і мінеральним складом та текстурно-структурними особливостями основні породи в інших регіонах Українського щита (включаючи лужні, сублужні габро-сієнітові та габро-діоритові комплекси). Вони виявились незвичними як для КНП, так й інших подібних плутонів і найзагадковішими в петрогенетичному аспекті.

Породи доволі неоднорідні за текстурно-структурними особливостями. В більшості випадків спостерігається дрібнозерниста біотит-двопіроксен-плагіоклазова основна маса, в яку включені крупніші зерна плагіоклазу із антипертитовими вrostками ортоклазу (рис. 6). Вміст титанистого біотиту (табл. 1) становить частіше 15—25, місцями досягає 30—35 %, дрібний кліно- і ортопіроксен складає не більше 5—10 % об'єму порід, а решта — зайнята плагіоклазом. Кількісні співвідношення дрібнозернистої маси і крупнішого плагіоклазу (до 1—2 мм) загалом мінливі (в деяких шліфах переважає дрібнозерниста збагачена біотитом маса). Дрібнозернисту породу ми в подальшому будемо називати біотитовим габроноритом, а збагачену плагіоклазом — лейкогабро. Окрім того, ділянками (прошарки?) спостерігається більш

² Для об'єктивності зазначимо, що один із рецензентів (О.В. Митрохин) схильний розглядати ці породи як піроксен-біотит-плагіоклазові кристалічні сланці.

крупнозерниста (середньозерниста) порода, яка складається з піроксену (до 20—30 %) і плагіоклазу за підпорядкованою кількістю біотиту. У верхній частині розрізу (121,4 м) виявлено лейкократовіші породи, діагностовані як змінені (хлоритизація, альбітизація, амфіболізація, серицитизація) кварцові анортозити. Простежити взаємовідношення між названими видами порід за доступними залишками керну нам не вдалося. Проте, зазначимо, що з глибиною проявляється підвищення X_{Fe} для біотиту, кліно- і ортопіроксенів та знижується основність плагіоклазу, що ми трактуємо як ознаки прихованої (мінералогічної) розшарованості габроноритів масиву.

Окрім згаданих вище різновидів досліджуваних габроїдів, у середній частині розрізу виявлено ксеноліт (391,9 м, табл. 1) зміненої (флогопітизованої) ультраосновної породи (ймовірно, із порід рами), яка за хімічним складом і вмістом елементів-домішок відрізняється як від меланократових порід КНП, так і решти порід, представлених у розрізі свердловини, низьким вмістом TiO_2 і P_2O_5 та підвищеним Cr, Ni і Co (2000, 1500 і 100 ppm відповідно). Крім того, у верхній частині розрізу (гл. 25 м) також зафіксовано фрагмент (нез'ясованих умов залягання) меланократової породи, яка за хімічним і мінеральним складом представлена зміненим (біотитизація, амфіболізація, заміщення серицитом плагіоклазу) мафітом (ультрамафітом) спорідненим, за порівняно високим вмістом TiO_2 і P_2O_5 , із габроїдами КНП (табл. 1).

Відмітимо, що хоча біотит і не є типовим мінералом основних порід центральної частини плутону, наявність його титанистих різновидів у досліджуваних породах узгоджується з наявністю таких біотитів у приконтартових породах інших анортозитових масивів [15].

Розрахований склад плагіоклазу характеризується пониженою основністю (An_{32-38}) порівняно із анортозитами (середнє An_{50}), але є таким, як у більшості габроноритів плутону.

Особливістю досліджуваних габроноритів є незначна кількість Ті-магнетиту (до 6 % TiO_2), в якому інколи фіксуються вrostки ільменіту. В деяких зернах ільменіту з цих порід відмічено підвищений вміст MnO

(4,2—5,8 %), що характерно для порід підвищеної лужності (табл. 1). З акцесорних мінералів зафіксовано циркон, рідко монацит.

У габроноритах ділянками спостерігається амфіболізація, особливо в більш меланократових різновидах, де коричнювато-буруватий амфібол утворює самостійні зерна (не аналізувався). Для більшості порід амфіболізація проявлена слабо або локально, помічено лише часткове заміщення піроксену (частіше моноклінного) зеленуватим амфіболом з низьким вмістом алюмінію та лугів (типу "актинолітової рогової обманки"). У розрізах інших глибоких свердловин плутону, які автори мали можливість досліджувати (№ 289, 288), із північної приконтартової частини, амфіболізація основних порід проявлена ще інтенсивніше — аж до утворення габроамфіболітів або амфіболітів. Однак ці породи докладно ми не досліджували.

За *петрохімічними особливостями* ці габронорити виявилися наймагнезійнішими (до 8,0 % MgO) різновидами серед усіх відомих основних порід КНП, особливо центральної частини, що зумовлює найвищі показники $Mg/(Fe + Mg)$ (0,43—0,49). Загалом же породи характеризуються низьким вмістом титану (до 2,2 % TiO_2) та фосфору (0,2—0,8 % P_2O_5) порівняно з типовими габроїдами КНП. Через високий вміст біотиту (як сильно недонасиченого SiO_2 мінералу) в породах розраховується нормативний нефелін (4,2—6,6 % Ne) та ортоклаз (22—41 % Or), хоча калішпату в породі загалом мало, іноді фіксується кварц. Тобто цей незвичний для КНП вид порід характеризується високотемпературним парагенезисом (на рівні гранулітової фації) мінералів.

Про досить слабо диференційований характер досліджуваних порід св. 212, окрім підвищеної магнезійності та помірного впливу процесів фракціонування на попередніх етапах, можуть частково свідчити і геохімічні характеристики цих порід [2]. Так, у них зафіксовано низьку, як для можливих вихідних розплавів, концентрацію Ni (50—88 ppm) і понижено Cr (59—193 ppm), що передбачає раннє фракціонування мафічних мінералів. Досліджувані зразки очікувано збагачені на Rb, що супроводжується підвищеною концентрацією Ba і мінливою Sr

(910—930 і 453—881 ppm відповідно), порівняно із основними породами КНП. Якщо підвищена концентрація Ba і Rb пояснюється його геохімічною спорідненістю із K (особливо наявністю біотиту), то підвищення Sr (та незначна позитивна або негативна $Eu/Eu^* = 1,10-0,85$) [2], до рівня кумулятивних анортозитів, ймовірно, є наслідком змішування розплаву із ранньою генерацією кристалів плагіоклазу. При цьому за концентрацією REE (188—228 ppm) та співвідношенням LREE/HREE вони потрапляють у той самий діапазон (La/Yb 13,5—19,3), що й більшість мафічних порід плутону (La/Yb 9—18). Цікаво відмітити, що хімічний склад зр. 212/479 виявився дуже подібним, за винятком підвищеного вмісту лугів, до середнього складу основних порід плутону, розрахованого за середнім хімічним складом кожного виду порід та площі їхнього виходу [6].

Відношення Ti/V є пониженим (37—52), тоді як в інших різновидах габроїдів і троктолітів плутону воно >100 і вважається типовим для анортозитових серій [16]. З інших геохімічних особливостей габроїдів св. 212 можна відмітити досить помітну збагаченість Zr і Hf, на тлі їх підвищеної концентрації в габроноритових різновидах [2]. Збільшення вмісту останніх, а також понижених концентрації Th і Nb більш подібні до закономірностей розподілу цих елементів у нижньокорових породах. А відсутність позитивної кореляції Zr і Hf та Ti, як і чітка позитивна залежність між Zr і Hf, дає підстави передбачати наявність циркону в усіх типах основних порід. Такі співвідношення цих елементів зумовлюють підвищені відношення Zr/Nb (25,8—26,5), що відповідають проміжним значенням між N-MORB та континентальної кори, а також можуть свідчити про контамінованість коровим матеріалом.

Ознаки прихованої розшарованості основних порід. Ритмічна розшарованість виразно простежується за умов хорошої відслоненості порід і наявності відносно малопотужних шарів порід із різним вмістом фемічних та салічних мінералів (від гломеланократових до вкрай лейкократових). Якщо проявлена "груба" ритмічна розшарованість, то за умов слабкої відслоненості або наявності тільки матеріалів буріння свердловин

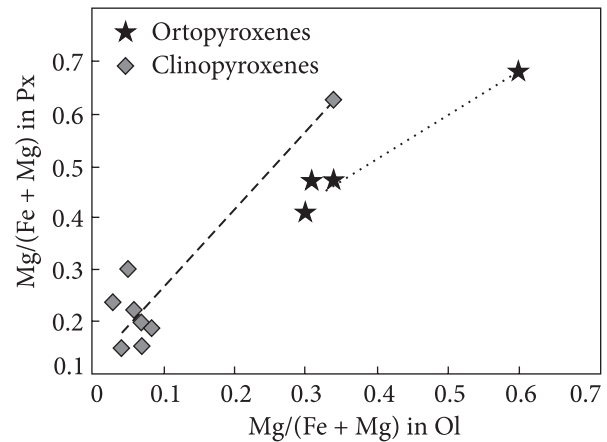


Рис. 7. Кореляція магnezіальності кліно- та ортопіроксенів і олівіну, що існують спільно в основних породах КНП

Fig. 7. Correlation of Mg# of coexisting clinopyroxenes and olivines in the basic rocks of KNP

таку розшарованість можна легко пропустити. В таких випадках інформативнішим може бути виявлення прихованої ("мінералогічної") розшарованості.

Про ознаки прихованої розшарованості в габроноритах св. 212 ми частково згадували вище. Подібну розшарованість основних порід виявлено також і за даними з інших свердловин та ділянок КНП. Під час дослідження kernового матеріалу із глибоких (до 500 м і глибше) свердловин КНП виявлено два зазначених вище тренди направленої зміни хімізму піроксенів та плагіоклазів. Найкраще зміна хімічного складу породотворювальних мінералів проявляється за глибини свердловин не менше 300 м, більш переконливо — 500 м і більше. Хоча іноді ознаки розшарованості проявляються в інтервалі до 100 м. Тоді виявляється корелятивна взаємозалежність хімізму головних мінералів: ортопіроксен у всіх розрізах більш залістий, ніж клінопіроксен, а олівін у парагенезі з кліно- та ортопіроксеном є найбільш залістим. Така особливість спареної зміни хімізму цих мінералів характерна і для добре вивчених розшарованих інтрузій основних порід у масивах інших регіонів [11], хоча проявляються і деякі особливості. Так, наприклад, відбувається переривчаста кристалізація олівіну та ортопіроксену. Магnezіальний олівін може кристалізуватись на ранніх етапах, на проміжних — він кристалі-

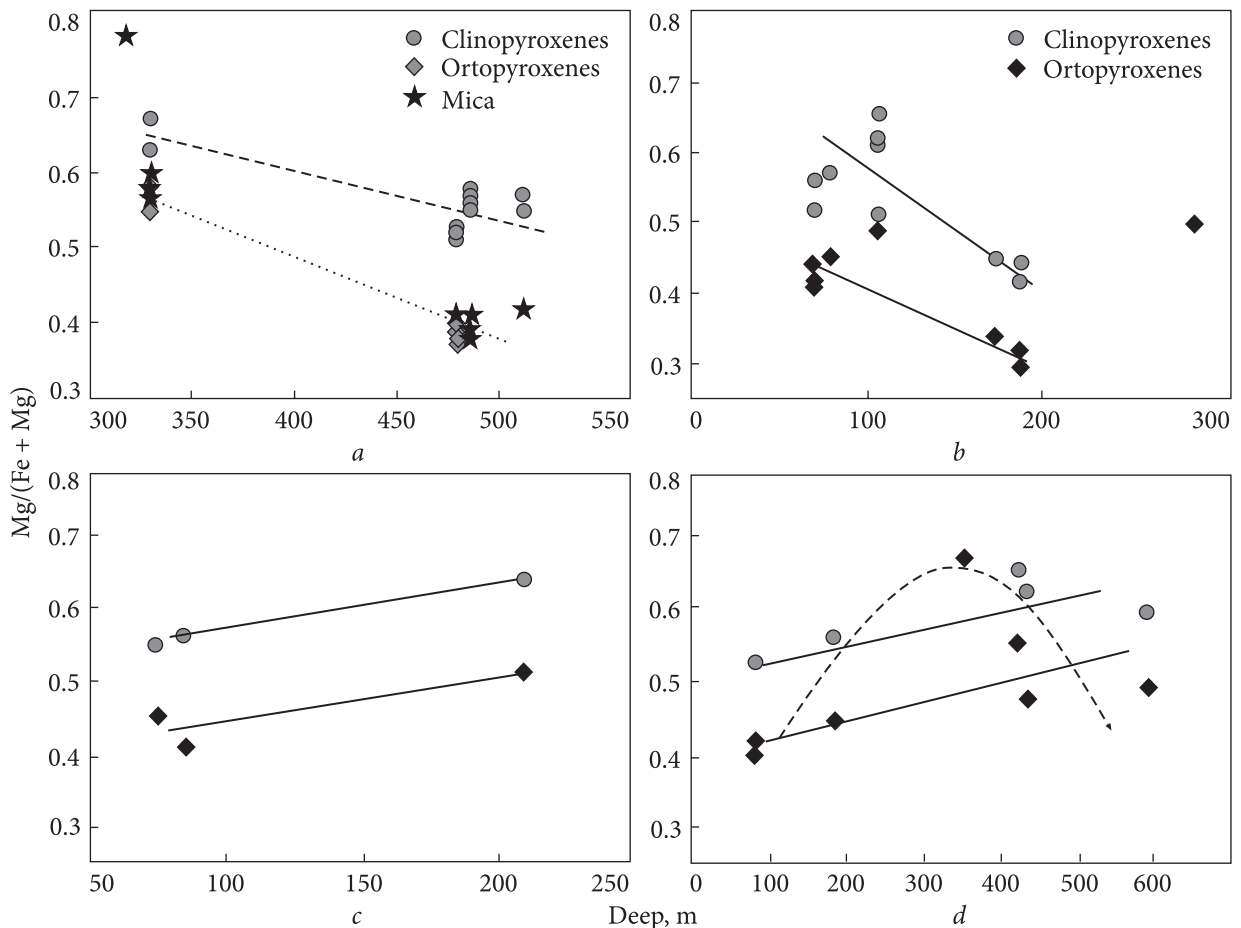


Рис. 8. Залежність магnezіальності фемічних мінералів основних порід КНП від глибини залягання: *a* — тренди зміни магnezіальності кліно- і ортопіроксенів, біотиту із св. 212 (приконтатова північно-західна частина плутону); *b–d* — магnezіальність кліно- і ортопіроксенів із св. 1602, 1702 і 2004, відповідно (Носачівський масив), суцільними лініями показаний тренд зміни магnezіальності в піроксенах, а пунктирною — можливий тренд еволюції магnezіальності ортопіроксенів

Fig. 8. Plot of Mg# of femic minerals vs. depth of their occurrence for the basic rocks of KNP: *a* — Mg# of clino- and orthopyroxenes, biotite from drill-hole 212 (endocontact of northwestern part of the pluton); *b–d* — Mg# of clino- and orthopyroxenes from drill-holes 1602, 1702 and 2004, respectively (Nosachiv massif), solid lines show the possible trends evolution of Mg# in clinopyroxenes and dashed lines — possible trend of Mg# of orthopyroxenes

зується разом з Mg-Fe-ортопіроксеном, пізніше олівін зникає і утворюється більш залізистий ортопіроксен, а на завершальних етапах знову з'являється вже залізистий олівін (фаяліт), що узгоджується з порядком виділення фемічних мінералів у основних породах св. 201, де описано парагенезис фаяліту із залізистим клінопіроксеном (рис. 7). Схоже на те, що в основних породах парагенезис фаяліту та феросиліту не реалізується, що зумовлено реакційним принципом, як це впливає з відомої діаграми FeO — MgO — SiO₂ (Bowen, Schairer, 1935).

За аналогією із класичними розшарованими інтрузіями, у верхніх частинах серій за-

лізистість фемічних мінералів зростає з глибиною, тоді як у нижніх розшарованих серіях — навпаки. На прикладі розрізу св. 212 вдалося простежити направлену еволюцію хімізму кліно- і ортопіроксену, а також біотиту (рис. 8, *a*), яка за своїми особливостями відповідає верхній розшарованій серії. Приховану розшарованість простежено в інтервалі 312—511 м (на глибинах 312, 479, 480 і 511 м) (рис. 8, *a*), де з глибиною понижується відношення Mg / (Mg + Fe) орто- і клінопіроксену та біотиту: у ортопіроксені відповідно від 0,5—0,6 до 0,37—0,40; у клінопіроксені — від 0,65—0,67 до 0,58—0,5; у біотиті — 0,55—0,60 до 0,38—0,40. Менш конт-

растно змінюється склад плагіоклазу, проте з глибиною також простежується зниження його основності (від An_{42-44} до An_{33-38}).

Відмітимо, що подібний тренд зміни хімізму піроксенів, хоча з деякими відхиленнями, раніше було прослідковано і для габроноритів Носачівського родовища (св. 1602, рис. 8, b). У деяких відносно неглибоких свердловинах (1702, 1703) і в глибокій св. 2004 (до 600 м) в районі цього родовища, еволюція складу піроксенів краще узгоджується із залістим трендом нижньої розшарованої серії (рис. 8, c). Зауважимо, що в породах з останньої свердловини на гл. 350,7 м зафіксовано [5] найбільш магнезіальний ($X_{Fe} = 0,32$) для габроїдів КНП ортопіроксен, подібний до мегакритів магнезіальних ортопіроксенів з ламенями плагіоклазу, що описано в габроїдах Коростенського плутону [8], а також у провінції Рогаланд [18]. Можливо, що на цій глибині відбувається повільна зміна магнезіального тренду на залістий.

Обговорення результатів. Отримані дані щодо петрохімії та мінералогії основних порід КНП дають підстави виділити два їхні крайні різновиди. Виявлені в приконтатній частині КНП біотитові габронорити представляють результат кристалізації найменш диференційованого магматичного розплаву. А фаялітові габро Городищенського масиву відображають кристалізацію залістого високодиференційованого основного розплаву, що формується після інтенсивного фракціонування.

Для остаточного з'ясування генетичного та вікового співвідношень досліджуваних біотитових габроноритів з іншими основними породами КНП необхідно виконати прецизійні геохронологічні дослідження. Проте, як зазначено вище, матеріалу досить мало (залишилися малі зразки скороченого керну) для виділення концентратів циркону та (або) монациту. В майбутньому автори намагатимуться здійснити геохронологічні дослідження за поодинокими зернами названих акцесорних мінералів.

Раніше було зазначено [6], що, на відміну від аналогічних основних порід Коростенського плутону, в анортозитах і габроноритах КНП, окрім підвищеної концентрації лугів, також чітко проявлена тенденція до збіль-

шення ролі K_2O . Так, габроїди св. 201 разом із край високими значеннями X_{Fe} , супроводжуються максимальним збагаченням лугами. Пояснення підвищеної лужності потребує або генерації вихідного розплаву у збагаченому лугами магматичному джерелі, або контамінованості коровим матеріалом розплаву під час його руху у верхні горизонти. Зараз перший варіант залишається гіпотетичним, тоді як другий підтверджується даними нечисленних ізотопно-геохімічних досліджень, короткий аналіз яких зроблено в роботі [6]. У будь-якому випадку, як перший, так і другий підходи узгоджуються із появою основних порід підвищеної лужності на проміжних та заключних етапах кристалізації, коли з'являлись породи, аналогічні виявленим у св. 201.

Водночас обмежені дані стосовно концентрації елементів-домішок та їх співвідношення свідчать про перекриття їхніх значень із такими в інших основних породах плутону, що не підтверджує таку модель їх виникнення. Однією з причин, яка б могла пояснити таку неузгодженість, може бути часткова резорбція ранніх генерацій плагіоклазу, захоплених високодиференційованими порціями розплаву. Оскільки плагіоклаз суттєво впливає на вміст і розподіл в основних породах $LILE$ та Eu , то внаслідок часткового розчинення основного плагіоклазу ранніх стадій, з високим вмістом цих елементів, сприятиме підвищенню їх концентрації у порціях залишкових розплавів та виположуванню або зникненню негативних Eu -аномалій.

Різке зростання залістості фемічних мінералів у габроїдах св. 201, як і пониження основності плагіоклазу, порівняно з іншими представниками основних порід плутону, узгоджується із появою феродіоритових розплавів унаслідок тривалої кристалізації основного розплаву. Причину появи магнетиту, нетипового для основних порід КНП, у габроїдах св. 201 на цьому етапі можна пояснити двома шляхами: 1) підвищенням відношення Fe/Ti в результаті диференціації розплаву, за незмінного $f(O_2)$; 2) реалізацією реакцій $Ilm + OPx = Qtz + Usp$ та $Usp + 1/2O_2 = Ilm + Mt$ без суттєвої зміни $f(O_2)$.

Беручи до уваги геологічне положення і підвищену магнезіальність біотитових габ-

роїдів приконтактової частини плутону, ми припускаємо, що основні породи в північно-західній окраїні плутону є фрагментом ендоконтактової частини КНП або його ранньої інтрузії, що збереглися на рівні сучасного ерозійного зрізу. Оскільки вікові співвідношення, як і характер контактів із вмисними породами, порід масиву залишаються невідомими, не виключена й можливість підйому відокремленої порції основного розплаву по ослабленій зоні контакту КНП із породами рами. Проте закономірності розподілу петрогенних елементів у породах цієї свердловини узгоджуються із загальним еволюційним трендом в інших видах основних порід плутону, тому переконливішою, на наш погляд, є точка зору про те, що їхнє формування відбулось на початковому етапі становлення плутону. Як можна бачити з рис. 3 та

діапазону значень X_{Fe} в основних породах, порівняно з типовими габроїдами КНП, габронорити ендоконтактової частини проявляють незначну диференційованість (або й практично "недиференційовані", примітивні) із підвищеним вмістом MgO як в породах, так і фемічних мінералах, за низького вмісту TiO_2 та P_2O_5 . Дрібнозерниста структура порід узгоджується із ендоконтактовим розташуванням та швидким охолодженням, однак наявність порфірових вкраплеників плагіоклазу або ознак розшарування (ділянки з різною структурою та мінеральним складом) свідчать, що розплав у момент кристалізації вже був насичений кристалами. За петрохімічними особливостями такий розплав може утворюватись на проміжній стадії диференціації, між початковим (примітивним) розплавом та його високодиференційованими

Таблиця 4. Хімічний склад слюдистих мінералів (св. 212)

Table 4. Composition of mica group minerals (hole 212)

Parameter	No. sp.									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Deep, m	511.4	485.5	485.5	479.5	479.5	479.5	479.5	329.6	329.6	329.6
SiO ₂	35.71	30.85	30.88	35.97	36.06	36.29	36.67	33.48	33.65	39.31
TiO ₂	5.90	5.20	4.59	6.53	5.75	5.23	5.46	4.48	4.68	6.26
ZrO ₂	—	—	—	—	0.11	0.04	0.33	—	—	—
Al ₂ O ₃	14.47	13.41	12.3	14.13	13.96	13.95	13.99	12.5	12.12	14.12
FeO	24.09	22.1	20.93	24.8	25.00	25.17	24.00	14.62	14.64	16.89
MnO	0.19	0.30	0.14	0.22	0.33	0.09	0.17	0.21	0.18	0.37
MgO	9.88	8.28	8.22	8.83	8.83	8.9	9.37	12.06	11.58	14.04
BaO	—	0.04	0.28	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.46	0.24	0.11
K ₂ O	9.65	8.05	8.26	9.53	9.58	9.85	10.01	8.05	7.45	8.89
P ₂ O ₅	0.12	—	—	—	—	—	—	0.16	0.24	—
Total	100	88.23	85.61	100	100	100	100	86.02	84.77	100
#Mg	0.42	0.40	0.41	0.39	0.39	0.39	0.41	0.60	0.58	0.57
<i>Formula based on 7 cations</i>										
Si	2.71	2.65	2.75	2.75	2.77	2.79	2.80	2.86	2.90	2.87
Al	1.29	1.36	1.29	1.27	1.26	1.26	1.26	1.26	1.23	1.21
Al ^{oct}	—	—	0.04	0.02	0.03	0.05	0.06	0.12	0.14	0.08
Ti	0.34	0.34	0.31	0.38	0.33	0.30	0.31	0.29	0.30	0.34
Zr	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
Fe ^{tot}	1.53	1.58	1.56	1.58	1.60	1.62	1.53	1.04	1.06	1.03
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Mg	1.12	1.06	1.09	1.01	1.01	1.02	1.07	1.54	1.49	1.53
Ba	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	0.08	0.04	0.02
K	0.93	0.88	0.94	0.93	0.94	0.97	0.98	0.88	0.82	0.83

(високозалізистими) порціями. На проміжний характер таких порід може указувати понижений вміст фемічних компонентів, якщо аналогом початкового розплаву вважати толеїтові (*MORB, OIB*) магми.

Звичайно, ендоконтактові породи такого складу навряд чи можна прямо ототожнювати із вихідним розплавом, оскільки їхнє геологічне положення та підвищений вміст лугів (особливо K_2O) не виключають можливості інтенсивної взаємодії із вмісними породами, що підтверджується підвищеним вмістом Rb (169—192 ppm). Значний вміст біотиту, беручи до уваги його титанистий склад (табл. 4), навряд чи є результатом такої взаємодії або накладених процесів, а радше відображає флюїдонасичений склад розплаву, порівняно із "сухими" вихідними розплавами для порід габро-анортозитової серії плутону. Підвищеним вмістом води і, як наслідок, зростанням f_{O_2} , пояснюється і поява магнетиту, не характерного для інших основних порід плутону.

За відсутності даних щодо інтенсивності такої взаємодії, непрямим доказом кристалізації із вже досить диференційованого розплаву є понижена основність плагіоклазу в усіх досліджуваних зразках за незначного вмісту Or_{1-3} . Останнє свідчить, що кристалізація плагіоклазу відбувалась раніше, до підвищення P_{H_2O} , оскільки за рівноважної кристалізації із флюїдонасиченим розплавом мав би з'являтися більш кальцієвий плагіоклаз [17]. Відповідно, такі відмінності основних порід приконтактової та центральної частин плутону свідчать про різні умови кристалізації або їх появи із різних порцій магматичного розплаву.

Окрім контамінованості матеріалом вмісних порід, що відображається у підвищеному вмісті лугів, нагадаємо, що збагаченість K_2O спостерігається практично в усіх основних породах КНП [6]. Можливо, що саме високий вміст K_2O у вихідних розплавах зумовив його підвищений або й високий вміст у переважній більшості габроїдів КНП, особливо у різновидах, перехідних до монцонітів (т. зв. габромонцонітів), як і значне поширення монцонітових порід. Попри підвищений вміст лугів і понижений MgO, вміст інших мікроелементів відповідає таким у т. зв. ви-

сокоглиноземистих габро із інших протерозойських анортозитових комплексів, що їх деякі дослідники вважають ймовірними вихідними розплавами [13]. Такі породи також часто приурочені до ендоконтактових частин масивів. Водночас слід відмітити, що вміст TiO_2 і P_2O_5 у досліджуваних біотитових габроноритах КНП близький до таких у розрахованих вихідних розплавах анортозит-рапаківігранітних плутонів [1], проте вони містять більше MgO і K_2O .

Підсумовуючи відомості про геологічну будову КНП, цілком обґрунтовано вважаємо власну гіпотезу: переважна частина КНП зазнала значної ерозії. Виявлені тренди еволюції складу фемічних мінералів на прикладі доступних для дослідження свердловин, із різних масивів основних порід КНП, можна розглядати як ознаки прихованої розшарованості. Остання, ймовірно, властива і може проявлятися як у великих габро-анортозитових масивах КНП, так і в деяких інтрузивних тілах. Це узгоджується з властивістю базальтових магм, що мають низьку в'язкість, підтримувати конвективні явища з кумуляцією кристалічних фаз і формуванням розшарованих серій навіть в їхніх малопотужних (≥ 50 м) інтрузіях [11]. У процесі остигання розплаву в магматичній камері і його кристалізаційної диференціації за низької фугитивності кисню буде зростати залізистість фемічних мінералів у кожному черговому закристалізованому шарі, що притаманно толеїтовим розплавам. Унаслідок реалізації залізистого тренду еволюції (властивого толеїтовим магмам), його напрям, як це показано на спрощеній схемі (рис. 8), буде залежати від розкриття частини розшарованих серій (верхньої, нижньої чи бічної). За наявними у авторів даними, свердловини частіше розкривають фрагменти верхньої (або бічної) розшарованої серії (залізистий тренд), рідше вони досягають верхів нижньої (головної) серії (магнезіальний тренд). Можна припустити, що на сучасному рівні КНП є навіть "глибше" еродований за гранітоїди рами, серед яких часто наявні дайки основних порід з порфіровими структурами. Таке припущення буде правдоподібним у тому випадку, якщо КНП на початкових етапах його формування мав форму купола, значно піднятого над навко-

лишніми породами рами. Якщо врахувати протерозойський вік формування плутону, то він міг значно довше піддаватись ерозійним процесам, принаймні на це вказують оцінки тиску (за амфіболовим геобарометром), за якими формування порід КНП відбувалось за тиску 4,9 кбар [9], що становить понад 13 км. Тому глибокі свердловини розкривають переважно його верхні або частково нижні розшаровані серії основних порід.

Висновки. У межах КНП досліджено два види досить контрастних за складом основних порід, які вирізняються незвичними петрохімічними характеристиками та мінеральним складом.

Фаялітові габроїди залягають на глибших горизонтах у центральній частині КНП (Городищенський масив) і за високозалістим парагенезисом фемічних мінералів, пониженою або низькою основністю плагіоклазу можуть представляти кінцеві порції високодиференційованої основної магми (після формування анортозитів, різноманітних габроноритів та їхніх рудних різновидів), кристалізація яких відбувалась в абісальних умовах за низької фугітивності кисню. Попередні геохімічні дані свідчать, що кристалізація таких порід може відбуватись у результаті змішування високозалістистих і підвищеної лужності порцій основного розплаву із захопленнями ранніми генераціями основного плагіоклазу, з частковою резорбцією останніх. Різка зростання залістості фемічних мінералів у габроїдах св. 201, як і пониження основності плагіоклазу, порівняно з іншими представниками основних порід плутону, узгоджується із появою феродіоритових розплавів унаслідок тривалої кристалізації основного розплаву.

На відміну від фаялітових габроїдів, двопіроксен-біотитові габроїди із приконтактового масиву основних порід, за підвищеною магнезіальністю фемічних мінералів і порід,

є, ймовірно, найменш диференційованими основними породами плутону. Закономірності розподілу петрогенних елементів біотитових габроїдів узгоджуються із загальним еволюційним трендом основних порід КНП, що передбачає їхню кристалізацію на ранньому етапі становлення плутону. За петрохімічними особливостями такий розплав може утворюватись на проміжній стадії диференціації, між початковим (примітивним) розплавом та його високодиференційованими (високозалістистими) порціями.

Усі наші висновки стосовно цих приконтактових порід мають попередній і дещо умовний характер, оскільки ґрунтуються лише на просторовому їх положенні та мінералогічних і петрохімічних особливостях, що дають підстави розглядати їх як генетично пов'язані із формуванням основних порід плутону. Тому для підтвердження наших висновків і з'ясування часового інтервалу формування порід необхідно виконати геохронологічні дослідження.

Узагальнення даних щодо глибоких свердловин плутону дає можливість виявити загальні закономірності еволюції складу фемічних мінералів у основних породах, які свідчать про ознаки прихованої розшарованості. Остання досить чітко проявлена як у великих габро-анортозитових масивах, так і в інтрузивних тілах. Виявлені ознаки мінералогічного розшарування узгоджуються із толейтовим трендом диференціації — зростанням залістості фемічних мінералів у процесі остигання основного розплаву в магматичній камері за низької фугітивності кисню. Згідно з таким трактуванням глибинної будови КНП, глибокі свердловини на сучасному ерозійному зрізі частіше розкривають фрагменти верхньої (або бічної) розшарованої серії (залістий тренд), рідше вони досягають верхів нижньої (головної) серії (магнезіальний тренд).

ЛІТЕРАТУРА

1. Анортозит-рапакивігранитная формация Восточно-Европейской платформы. Д.А. Великославинский, А.П. Биркис, О.А. Богатиков и др.; Под ред. Ф.П. Митрофанова. Ленинград: Наука, 1978. 296 с.
2. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Швайка І.А., Швайка І.Д., Якубенко П.Ф., Проскурко Л.І. Геохімічні особливості головних типів порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапакивігранітного плутону (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 2. С. 20—47. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020>

3. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 100 с.
4. Кононов Ю.В., Кононова М.М., Шаркин О.П. Фазовые превращения в породообразующих силикатах. Наук. думка, 1989. 180 с.
5. 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.
6. 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>
7. Личак І.Л. Петрологія Коростенського плутона. Київ: Наук. думка, 1983. 248 с.
8. Митрохіна Т.В. Геологічна будова, речовинний склад та умови формування титаноносних габроїдних інтрузій Волинського мегаблоку Українського щита: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2009. 26 с.
9. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
10. Петрографічний кодекс України. За ред. І.Б. Щербакова. Київ, 1999. 76 с.
11. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Москва, 1970. 552 с.
12. *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms*. Ed. by Le Maitre R.W. Cambridge University Press, 2002. 236 p.
13. 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**. P. 166—180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
14. Owens B.E., Dymek R.F. Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: Problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. *Canad. Mineral.* 1992. **30**. P. 163—190.
15. Owens B.E., Dymek R.F. Petrogenesis of the Labrieville Alkalic Anorthosite Massif, Grenville Province, Quebec. *J. Petrol.* 2001. **42**, Iss. 8. P. 1519—1546. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1519>
16. Owens B.E., Rockow M.W., Dymek R.F. Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis. *Lithos.* 1993. **30**. Iss. 1. P. 57—80. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90006-X)
17. Sisson T.W., Grove T.L. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribs Mineral. Petrol.* 1993. **113**. P. 143—166. <https://doi.org/10.1007/BF00283225>
18. The Rogaland Intrusive Massifs — an excursion guide. Duchesne, Jean-Clair (ed.). Report 2001.029. Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway. 139 p.

Надійшла 22.08.2022

REFERENCES

1. Velikoslavinsky, D.A., Birkis, A.P., Bogatkov, O.A. et al. (1978), *Anorthosite-rapakivi granite formation of the East European Platform*, in Mitrofanov, F.P. (ed.), Science publ., Leningrad, 296 c. [in Russian].
2. Dubyna, O.V., Kryvdik, S.G., Shvayka, I.A., Shvayka, I.D., Yakubenko, P.F. and Proskurka, L.I. (2022), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 44, No. 2, Kyiv, UA, pp. 20-47 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.02.020>
3. Kononov, Yu.V. (1966), *The Gabbroid massifs of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 100 p. [in Ukrainian].
4. Kononov, Yu.V., Kononova, M.M. and Sharkin, O.P. (1989), *Phase transformations in rock-forming silicates*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 180 p. [in Russian].
5. Kryvdik, S.G., Guravsky, T.V., Dubyna, O.V., Bratchuk, O.M., Markhai, O.I., Nechaenko, O.M. and Yakubenko, P.F. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 3, Kyiv, UA, pp. 55-78 [in Ukrainian].
6. Kryvdik, S.G., Dubyna, O.V. and Yakubenko, P.F. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 4, Kyiv, UA, pp. 25-49 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
7. Lichak, I.L. (1983), *Petrology of the Korosten pluton*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 248 p. [in Russian].
8. Mytrokhina, T.V. (2009), *The geological structure, composition and conditions of generation of titanium-bearing gabbroid intrusions of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield*, Abstract of PhD dis. geol. sci., Kyiv, UA, 26 p. [in Ukrainian].
9. Mytrokhyn, O.V. (2011), *Anorthosite-rapakivi-granite complex of the Ukrainian Shield (geology, material composition and formation conditions)*, Abstract of D.Sc. dis. geol. sci., Kyiv, UA, 36 p. [in Ukrainian].
10. (1999) *Petrographic Code of Ukraine*, in Scherbakov, I.B. (ed.), Kyiv, UA, 76 p. [in Ukrainian].
11. Wager, L.R. and Brown, G.M. (1970), *Layered Igneous Rocks*, Mir publ., Moscow, 552 p. [in Russian].
12. (2002) *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms*, in Le Maitre, R.W. (ed.), Cambridge Univ. Press, 236 p.
13. Mitchell, J.N., Scoates, J.S. and Frost, C.D. (1995), *Contribs Mineral. Petrol.*, Vol. 119, pp. 166-180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
14. Owens, B.E. and Dymek, R.F. (1992), *Canad. Mineral.*, Vol. 30, pp. 163-190.

15. Owens, B.E. and Dymek, R.F. (2001), *J. Petrol.*, Vol. 42, Iss. 8, pp. 1519-1546. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1519>
16. Owens, B.E., Rockow, M.W. & Dymek, R.F. (1993), *Lithos*, Vol. 30, Iss. 1, pp. 57-80. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90006-X)
17. Sisson, T. and Grove, T.L. (1993), *Contribs Mineral. Petrol.*, Vol. 113, pp. 143-166. <https://doi.org/10.1007/BF00283225>
18. (2001) *The Rogaland Intrusive Massifs - an excursion guide*, Duchesne, Jean-Clair (ed.), Report 2001.029, Geol. Survey of Norway, Trondheim, Norway, 139 p.

Received 22.08.2022

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>

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>

V.M. Belsky, 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: belsky_vm@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

NEW TYPES OF BASIC ROCKS IN THE KORSUN-NOVOMYRHOROD

ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE PLUTON AS AN INDICATOR OF ITS PETROGENESIS

Two species types of basic rocks contrasting in chemical and mineral composition were investigated within the Korsun-Novomyrhorod anorthosite-rapakivigranite pluton (KNP) of the Proterozoic age. In comparison to more typical basic rocks of KNP, the investigated rocks are presented by the extremely Fe-rich fayalite gabbroids and the most MgO enriched biotite gabbronorite. The first of them occupy a deeper level of the Horodishche massif in the central part of KNP. According to a high-Fe association of minerals and reduced or low An content in plagioclase they may represent the crystallization of a highly evolved basic melt (after anorthosite and gabbronorites separation), which were crystallized under abyssal conditions and low oxygen fugacity. Preliminary geochemical data indicate that trace elements concentration and negligible negative Eu-anomalies (0.72-0.95) are similar to most distributed basic rocks but unlike the last it is slightly differed by decreasing La/Yb and enriched in Sc (up to 118 ppm). Thus, we suppose those rocks might be crystallized as a result of mixing highly differentiated (iron and alkali enriched) melt with the early generation of anorthitic plagioclase, with subsequent dissolution of the last. Enrichment in iron of the mafic minerals and increasing of alkalinity of plagioclase in the basic rocks is consistent with the appearance of ferrodioritic melts as a product of prolonged crystalline differentiation of the initial melt. In contrast to fayalitic gabbroids, the pyroxene-biotite gabbronorites from the border zone in according to increased Mg# of the mafic minerals and rocks are obviously the least differentiated varieties of the anorthosite-gabbronorite series. The regularities in chemical composition in such type of rocks are consistent with the liquid line of dissent for basic rocks in KNP, which implies their crystallization at an earlier stage of magma ascending. By composition, such melt can be formed at an intermediate stage from slightly differentiated melt. This is indicated by enrichment in Sr (453-881 ppm) and Ba (910-930 ppm), Eu/Eu* (0.85-1.10), increased content MgO (up to 8 wt. %), Cr and V (59-193 and 169-350 ppm respectively). At the same time these rocks are enriched in Zr and Hf (378-478 and 10.3-12.02 ppm respectively), highly enriched in Rb (169-192 ppm), with moderate Nb and Ta content (14.6-18.1 and 0.91-2.84 ppm respectively) that point out to interaction and partial assimilation by crust material. Summarizing geological data of the deep drill-holes, it is possible to reveal a general direction of the mafic minerals evolution in the basic rocks and the evidences of cryptic layering. The last are quite clearly manifested both in the large gabbro-anorthosite massifs and individual intrusive bodies. We suppose that the evolution trend of mafic mineral composition are consistent with the tholeiitic trend differentiation of the primary melt with gradual increasing of iron content (under low oxygen fugacity) during differentiation and ascending in the upper crust. According to this interpretation of the inner structure of gabbro-anorthositic massifs, on the modern erosional level of KNP are often exposed the fragments of the upper (or lateral) layered series (Fe-enriched), less often the drill-holes reach up to the heads of the lower layered series.

Keywords: anorthosite, gabroids, differentiation, layering, magmatism, Korsun-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield.