

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.02.054>
УДК 552.3+552.22

О.В. Митрохин, д-р геол. наук, проф.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
Інститут геологічних наук НАН України
01054, м. Київ, Україна, вул. Олеся Гончара, 55-Б
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-6269-0092>

Д.С. Чертова, бакалавр
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: dariia.chertova@gmail.com; <https://orcid.org/0009-0004-8185-7950>

В.Г. Бахмутов, д-р геол. наук, проф., зав. від.
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 32
E-mail: bakhmutovvg@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-3804-9953>

ПЕТРОЛОГІЯ ГАБРОЇДІВ ЗАТОКИ ЖИРАР (ПІВОСТРІВ КИЇВ БЕРЕГА ГРЕЯМА, ЗАХІДНА АНТАРКТИКА)

Декілька нових тіл габроїдів було виявлено у процесі геологічної зйомки в районі Української антарктичної станції "Академік Вернадський". Одне з них розташоване в акваторії важкодоступної затоки Жирар на західному узбережжі півострова Київ. Автори дослідили умови залягання, петрографічні особливості та мінералогію габроїдів затоки Жирар з метою з'ясування їхньої геологічної позиції та умов формування. З'ясовано, що новознайдені габроїди складають штокоподібне інтрузивне тіло горизонтальною протяжністю більше 3 км. Габроїди незгідно інтродують вулканогенну товщу півострова Київ. Апікальна частина цього габроїдного інтрузиву фрагментарно відслонюється на південному узбережжі затоки Жирар. Петрографічне різноманіття досліджуваних габроїдів пов'язане з неоднорідним проявом локальних низькотемпературних гідротермальних перетворень — амфіболізації, пренітизації та окварцювання. Окрім того, припускається наявність прихованої магматичної розшарованості, властивій іншим габроїдним інтрузивам регіону. Головними петрографічними представниками є габронорити та амфіболізовані габро, серед яких ідентифіковані мезократові та лейкократові різновиди. Габронорити, які відслонюються на південному узбережжі затоки Жирар, відрізняються одним із найменших ступенів постмагматичних перетворень. Їхні мінералогічно-петрографічні особливості вказують на глибоку глибину формування. Хімізм піроксенів і плагіоклазів свідчить про найбільш високотемпературні умови кристалізації, порівняно з іншими представниками габроїдів, як на півострові Київ, так і на сусідньому архіпелазі Вільгельма. Геологічний вік габроїдів затоки Жирар попередньо визначено як постюрський, що потребує подальшого уточнення методами ізотопної геохронології. Зважаючи на можливе постмагматичне перерівноваження первинних мінеральних парагенезисів, як мінерал-хронометр рекомендовано циркон.

Ключові слова: геологія, габроїдні інтрузиви, Антарктичний півострів.

Цитування: Митрохин О.В., Чертова Д.С., Бахмутов В.Г. Петрологія габроїдів затоки Жирар (півострів Київ Берега Греяма, Західна Антарктика). *Мінерал. журн.* 2024. 46, № 2. С. 54—66. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.02.054>

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2024. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Геолого-знімальні роботи в районі Української антарктичної станції "Академік Вернадський" (УАС), показали, що на найближчому до неї узбережжі п-ова Київ розповсюджені розрізнені інтрузивні тіла габроїдного складу. Виходи метаморфізованих габроїдів на мисі Туксен (*Sape Tuxen*) відомі геологам ще з часів французької антарктичної експедиції під керівництвом Ж.Б. Шарко 1903—1905 рр. (Gourdon, 1908). Близькість до УАС та відносно легка досяжність дали змогу доволі детально вивчити умови їх залягання, геологічний вік, мінералого-петрографічні та геохімічні особливості, описані у публікаціях (Mytrokhyn et al., 2017; Artemenko et al., 2013; Bakhmutov et al., 2013; Tangeman et al., 1996 та Curtis, 1966). Важкодоступність більшості інших габроїдних тіл до останнього часу перешкоджала їх належному вивченню. Так, перший прояв габроїдів на південному узбережжі затоки Жирар (*Girard Bay*) був виявлений ще 2012 р. Але складні льодові умови призвели до того, що його геологічне вивчення розпочалось лише 2019 р., а 2020 р. були знайдені нові виходи габроїдів на найвіддаленішому північно-східному узбережжі затоки (Mytrokhyn, Bakhmutov, 2020). Попереднє вивчення шліфів показало, що габроїди затоки Жирар, хоча й характеризуються локальними низькотемпературними гідротермальними перетвореннями, загалом змінені менше за інтенсивно метаморфізовані габроїди мису Туксен (Chertova, Mytrokhyn, 2023). Протяжний вихід габроїдів на південному узбережжі затоки є одним із найменш метаморфізованих у досліджуваному районі. З огляду на рідкісність проявів неметаморфізованих габроїдів у районі УАС, ми дослідили умови залягання, петрографічні особливості та мінералогію габроїдів затоки Жирар з метою з'ясування їх геологічної позиції і умов формування.

Фактичний матеріал і методологія досліджень. Геологічну зйомку в районі затоки Жирар здійснили О. Митрохин і В. Бахмутов під час сезонних робіт 22, 24 та 25-ї Українських антарктичних експедицій. Відібрані зразки досліджено в лабораторії ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Петрографічні дослідження прозорих шліфів викона-

ли Д. Чертова і О. Митрохин на поляризаційному мікроскопі ПОЛАМ РП-1. Для вивчення рудної мінералізації та хімізму породоутворювальних мінералів були виготовлені прозоро-поліровані шліфи, які вивчено на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-202М.

Умови залягання габроїдів затоки Жирар. Півострів Київ ($65^{\circ}14,6' \text{ S}$ та $63^{\circ}36,8' \text{ W}$) являє собою примітний виступ суходолу протяжністю більше 40 км на північно-західному закінченні Берега Греяма. На сході він поєднується з головним льодовим плато Антарктичного п-ова, а з півночі та півдня обмежується затоками Фландрія та Бісочі. На захід від п-ова Київ у акваторії моря Беллінсгаузена розкидані чисельні острови архіпелагу Вільгельма, на одному з яких розташована УАС. Рельєф півострова гірський, найвищою є г. Матін — 2230 м. Більша частина території вкрита покривними та вивідними льодовиками. Корінні відслонення трапляються лише подекуди на найстрімкіших схилах гір і хребтів, а також уздовж берегової лінії (рис. 1). Західне узбережжя півострова звивисте з численними мисами та затоками. Майже вся берегова лінія має урвистий рельєф, часто трапляються ділянки з перепадом висот від кількох десятків до перших сотень метрів. Затока Жирар шириною 2 км і протяжністю 3,5 км врізається у берегову лінію із заходу. На сході її продовженням є долина вивідного льодовика Лій. На північ від входу у затоку Жирар, починаючи від мису Клос, уздовж мальовничої протоки Лемейр відслонюються андезити та пірокластичні породи, які належать до вулканогенної товщі п-ова Київ юрського віку. Ця ж вулканогенна товща складає протяжні відслонення на схилах г. Скотт південніше затоки Жирар. Якщо рухатись углиб затоки уздовж її південного узбережжя, можна помітити, що вулканіти перекриваються стрімким льодопадом, а далі за ним відслонюються габроїди.

Точка спостереження 154А — $65^{\circ}8,276' \text{ S}$, $64^{\circ}0,277' \text{ W}$, південне узбережжя затоки Жирар. У стрімких берегових урвищах протяжністю більше 200 м та висотою до 300 м, відслонюються габроїди (рис. 2, а). У різних частинах відслонення вони демонструють по-

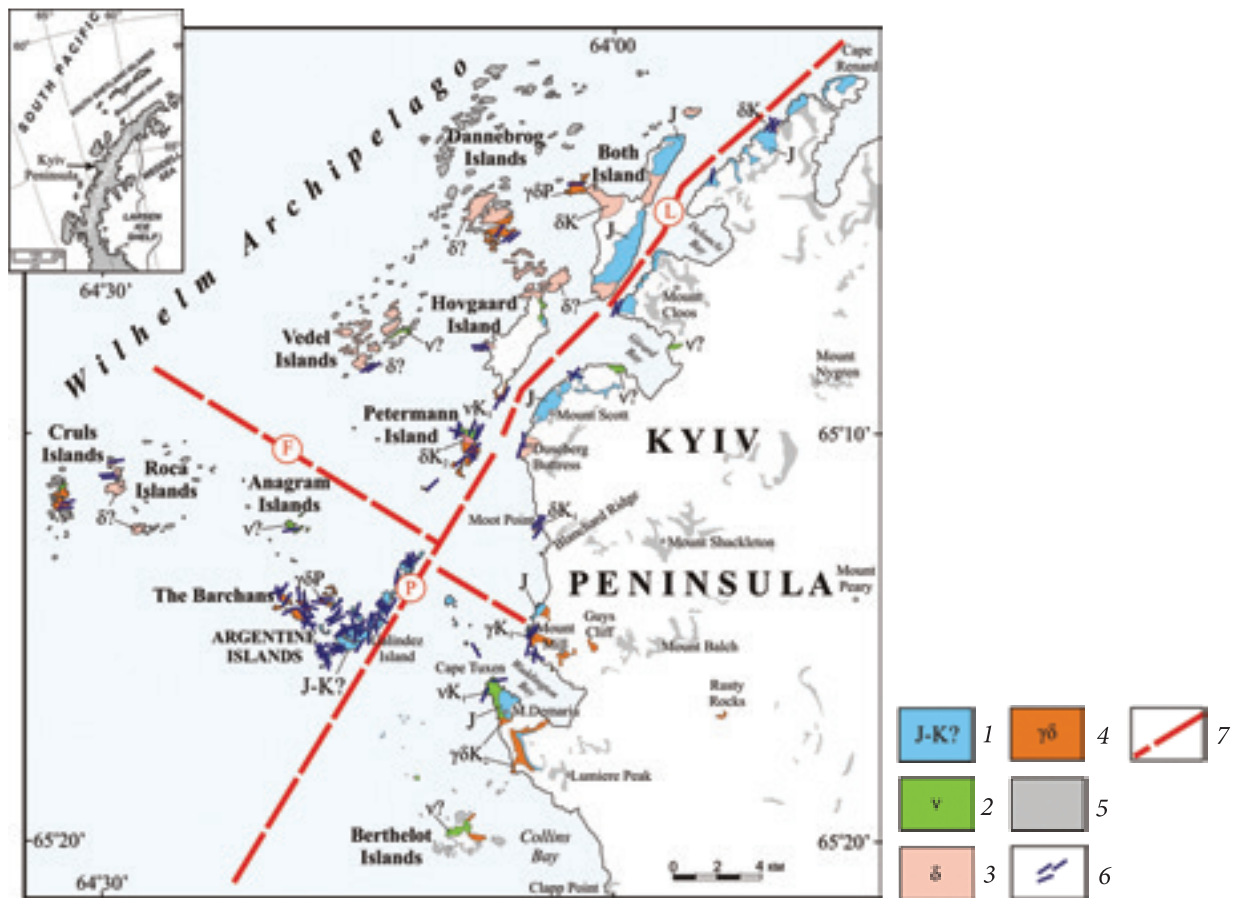


Рис. 1. Геологічна карта західного узбережжя п-ова Київ згідно з (Mytrokhyn et al., 2023): 1 — вулканогенні товщі п-ова Київ (J) та Аргентинських островів (J-K); 2 — габроїдні інтрузиви ранньокрейдяного (vK_1) та нез'ясованого ($v?$) віку; 3 — діоритові інтрузиви ранньокрейдяного (δK_1) та не з'ясованого ($\delta?$) віку; 4 — гранітоїдні інтрузиви ранньокрейдяного (γK_1), пізньокрейдяного ($\gamma \delta K_2$) та палеогенового ($\gamma \delta P$) віку; 5 — неідентифіковані виходи гірських порід; 6 — мафічні дайки кайнозойського та мезозойського віку; 7 — регіональні розломи у протоках Лемаєр (L), Пенола (P) та Френч (F)

Fig. 1. Geological map of the western coast of the Kyiv Peninsula according to (Mytrokhyn et al., 2023): 1 — volcanites of Kyiv Peninsula formation (J) and Argentine Islands formation (J-K); 2 — gabbroid intrusions of Early-Cretaceous (vK_1) and unknown ($v?$) ages; 3 — diorite intrusions of Early-Cretaceous (δK_1) and unknown ($\delta?$) ages; 4 — granitoid intrusions of Early-Cretaceous (γK_1), Late-Cretaceous ($\gamma \delta K_2$) and Palaeogene ($\gamma \delta P$) ages; 5 — unidentified rock outcrops; 6 — mafic dykes of Cenozoic and Mesozoic age; 7 — regional faults in the Lemaire Channel (L), Penola Strait (P) and French Passage (F)

мітні варіації у зернистості, а також кількісних співвідношеннях плагіоклазу та мафічних мінералів. Найрозповсюдженішими є мезократові середньозернисті габроїди, рідкіснішими — їхні лейкократові крупнозернисті різновиди. Характер переходу між ними, вочевидь, поступовий.

Контрастної магматичної шаруватості, що так характерна для раніше досліджених габроїдів мису Туксен, у габроїдах затоки Жирар не виявлено. На віддалі видно, що вище досліджуваних виходів габроїдів залягають світліші шаруваті породи (рис. 2, b). Вірогідно,

вони належать до тієї ж вулканогенної товщі, що відслонюється на схилах г. Скотт південніше затоки Жирар. Хоча контакт вулканітів із габроїдами недосяжний, видно, що тіло габроїдів залягає незгідно відносно стратифікації вулканітів. Далі на схід від відслонень габроїдів виявлені виходи специфічних гібридних порід — *точка спостереження 35A*. Це мікродіорити, ін'єковані розгалуженими жиллоподібними тілами гранітів. Останні насичені численними вклученнями мікродіоритів, що мають морфологічні характеристики *mafic magmatic enclaves*.

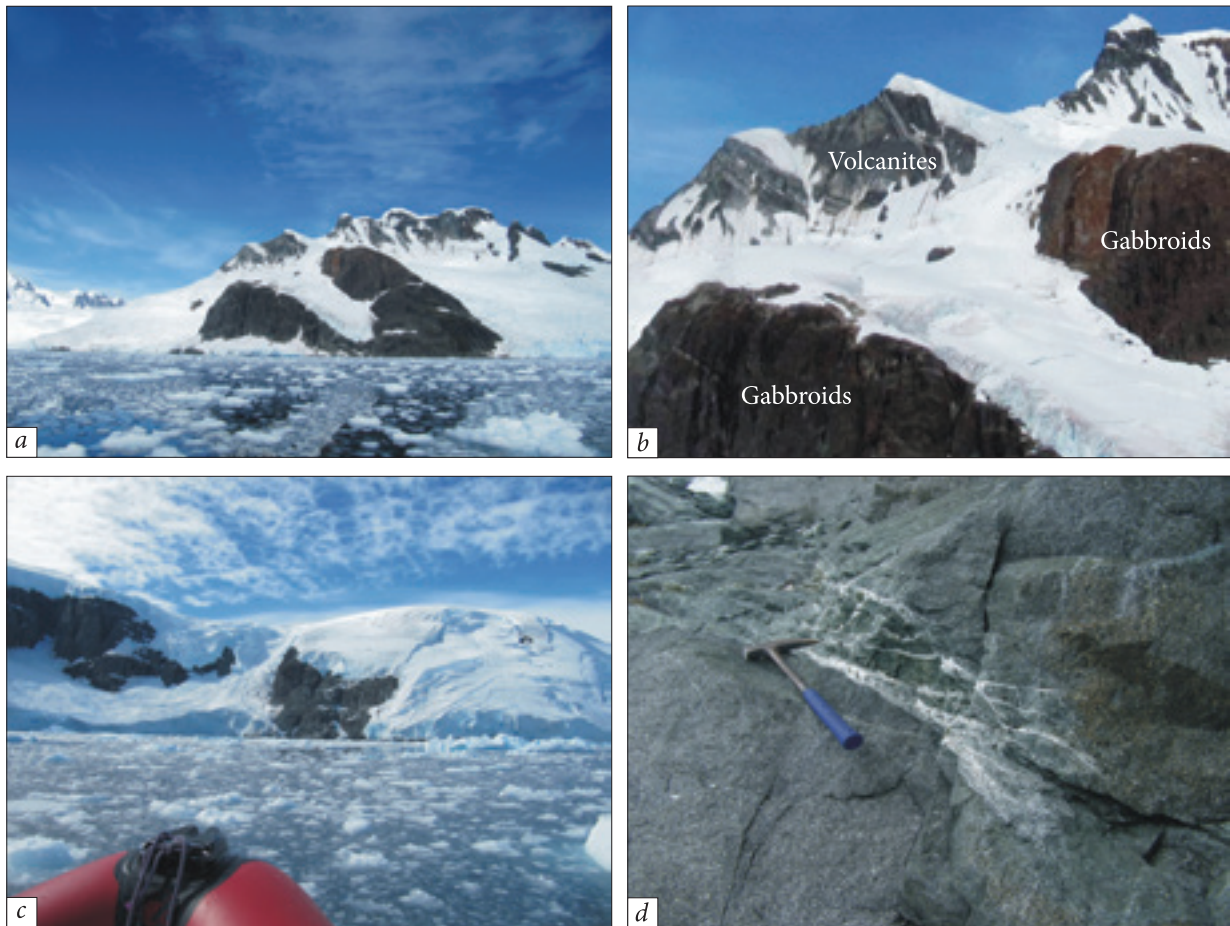


Рис. 2. Умови залягання габроїдів затоки Жирар: *a* — виходи габроноритів на південному узбережжі, точка спостереження № 154А; *b* — область контакту габроїдного інтрузиву зі стратифікованою товщею вулканітів, точка спостереження № 154А; *c* — виходи амфіболізованих габро на північно-східному узбережжі, точка спостереження № 217А; *d* — кварц-пренітові жили перетинають амфіболізоване габро, точка спостереження № 217А

Fig. 2. Field occurrence of the gabbroids in Girard Bay: *a* — the outcrops of the gabbro-norites on the southern coast, observation point No. 154A; *b* — the contact area of the gabbroid intrusive with the stratified volcanic pile, observation point No. 154A; *c* — the outcrops of the amphibolized gabbro on the northeastern coast, observation point No. 217A; *d* — quartz-prenite veins cross-cut the amphibolized gabbro, observation points No. 217A

Точка спостереження 217А — $65^{\circ}7,738' \text{ S}$, $63^{\circ}56,666' \text{ W}$, північно-східне узбережжя затоки Жирар. Скельний вихід протяжністю близько 180 м та висотою до 200 м, який згорі й обох боків обмежений льодовиком (рис. 2, *c*). Габроїди, які складають це відслонення, мають нерівномірну структуру, яка на різних ділянках варіює від середньозернистої до порфіроподібної. В останній помітна незначна кількість порфірових вкраплень плагіоклазу розміром від 0,5—1 до 1,5 см. У багатьох місцях габроїди перетнуті зонами тріщинуватості, уздовж яких розвиваються гідротермальні жили (рис. 2, *d*). Вони складені пренітом і кварцом із невеликою доміш-

кою епідоту і кальциту. У вмісних габроїдах уздовж таких жил локально розвиваються метасоматичні зміни, що проявляються у висвітленні й появі зеленуватих тонів у забарвленні через пренітизацію плагіоклазу.

Петрографія габроїдів затоки Жирар. Мікроскопічне вивчення шліфів показало, що досліджувані зразки габроїдів представлені габроноритами й амфіболізованими габро. Різниця між ними полягає у ступені розвитку постмагматичних змін і деяких інших особливостях мінерального складу.

Габронорити ідентифіковані у зразках, відібраних на південному узбережжі затоки Жирар у межах точки спостереження 154А.

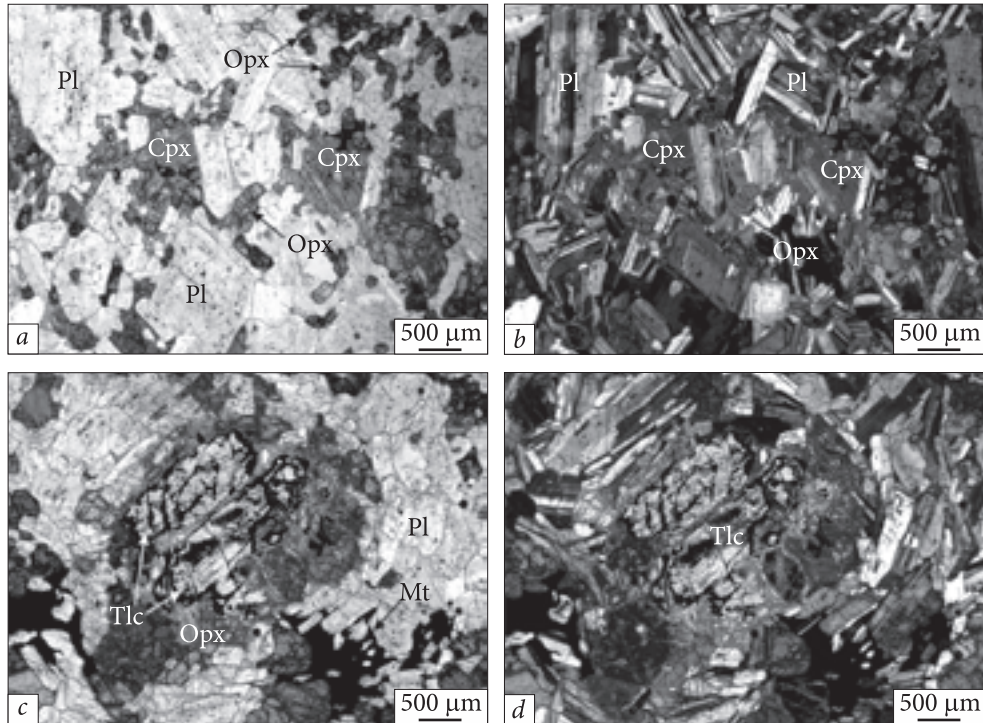


Рис. 3. Мікрофотографії петрографічних шліфів габроноритів затоки Жирар: *a, b* — гіпідіоморфнозерниста структура плагіоклаз-ортопіроксенового кумуляту з інтеркумуляусним клінопіроксеном, зр. 154А-1; *c, d* — тальк-магнетитові псевдоморфози по олівіну, зр. 154А-3; Позначки мінералів (тут і на рис. 4): Pl — плагіоклаз, Орх — ортопіроксен, Срх — клінопіроксен, Мт — Ті-магнетит, Тлс — тальк-магнетитові агрегати

Fig. 3. Thin section photomicrographs of gabbro-norites from Girard Bay: *a, b* — hypidiomorphic texture of orthopyroxene-plagioclase cumulate with intercumulus clinopyroxene, sample 154A-1; *c, d* — talc-magnetite pseudomorphoses on olivine, sample 154A-3. Symbols of minerals (here and in Fig. 4): Pl — plagioclase, Orx — orthopyroxene, Cpx — clinopyroxene, Mt — Ti-magnetite, Tlc — talc-magnetite aggregates

Це темно-сірі масивні породи з явнокристалічною середньозернистою структурою. В одному зразку виявлені ознаки ледь помітної модальної шаруватості. Остання визначається наявністю двох шарів товщиною ~4 см, різних за кількісним співвідношенням плагіоклазу та мафічних мінералів. Границя між шарами прямолінійна, поступова, без біляконтарних змін. У межах цього зразка, а також у інших, мінеральний склад габроїдів варіює від мезократового до помірно лейкократового. У шліфах габронорити демонструють гіпідіоморфнозернисту кумулятивну структуру. Їхня кумулятивна будова підкреслена план-паралельною орієнтацією ідіоморфних зерен плагіоклазу й ортопіроксену (рис. 3, *a, b*). Окрім того, плагіоклаз має правильну зональність, яка зазвичай властива орто- та мезокумулятам, що кристалізуються із "захопленням" тієї чи іншої кількості інтерстиційного розплаву. Для ортопі-

роксену характерні кумулятивні скупчення. Натомість ксеноморфні зерна клінопіроксену і титаномagnetиту перебувають у субофітових співвідношеннях з плагіоклазом, а клінопіроксен може містити пойкилітові вclusions ортопіроксену.

Головними породоутворювальними мінералами досліджуваних габроноритів є плагіоклаз, ортопіроксен і клінопіроксен. У другорядній кількості наявний титаномagnetит. Акцесорні мінерали представлені ільменітом, апатитом, піритом, халькопіритом, сфалеритом, титанітом і цирконом. Звичайними метаморфічними мінералами є променисті амфіболи — антофіліт та актиноліт. Окрім них можуть траплятися вторинний магнетит, тальк, хлорит, преніт, серицит і кварц.

Плагіоклаз складає від 60—65 до 90 %, формуючи основний об'єм габроноритових кумулятів. Кристалізується у вигляді ідіо- та субідіоморфних таблитчастих індивідів. Роз-

мір деяких зерен навіть у межах одного шліфа може змінюватись від 0,5—1 до 2—4 мм, через це структура наближається до порфіроподібної. У прохідному світлі за вимкненого аналізатора плагіоклази зазвичай є доволі свіжими й не заму́тненими, але подеколи по них незначно розвиваються серицит і глинисті мінерали. За включеного аналізатора зерна плагіоклазу демонструють звичайне для них полісинтетичне двійникування. У найбільших із них виявляється блокова будова, яка свідчить про крихкі деформації. Окрім того, під поляризаційним мікроскопом помітна їхня зональність, яка підтверджується й даними електронно-мікрозондового аналізу. Згідно з останніми, хімічний склад плагіоклазів із досліджуваних габроноритів варіює у діапазоні An_{61-99} , що відповідає анортиту, бітовніту та лабрадору. Причому ядерні частини є найбільш кальцієвими, периферійні — найменш.

Ортопіроксен за кількісним вмістом помітно поступається плагіоклазу. У прохідному світлі за вимкненого аналізатора він абсолютно безбарвний. Ідіоморфна короткостовпчаста форма індивідів, їхня план-паралельна орієнтація та наявність агрегатних скупчень ортопіроксену свідчать про кумулюсну кристалізацію. Розміри деяких зерен складають 0,2—1 мм. Іноді ортопіроксен також кристалізується у вигляді неправильних інтерстиційних зерен, подекуди частково або повністю його заміщує антофілітовий амфібол. Останній формує паралельно-волокнисті агрегати, орієнтовані уздовж подовження індивідів ортопіроксену. За даними мікрозондового аналізу, хімічний склад ортопіроксену відповідає залізистому енстатиту $Wo_{3-4}En_{64-67}$.

Клінопіроксен демонструє мінливі кількісні співвідношення з ортопіроксеном. У деяких зразках переважає ортопіроксен, у інших — клінопіроксен. У прохідному світлі клінопіроксен безбарвний і доволі схожий на ортопіроксен. Окрім косого згасання та вищого двозаломлення, у них різна форма індивідів. Клінопіроксен утворює ксеноморфні зерна розміром 1—3 мм, у які пойкилітово включаються ідіоморфніші зерна плагіоклазу та ортопіроксену. Відповідно, клінопіроксен кристалізувався в інтеркумулюсному просторі між останніми двома мінералами.

Характерною особливістю анатомії індивідів клінопіроксену є малаколітова окремість, яка надає їм тонкої пластинчастої будови ухрест напряду призматичної спайності. Подекуди клінопіроксен заміщений променистими агрегатами актиноліту. Хімічний склад клінопіроксену відповідає магнезильному авгіту $Wo_{31-41}En_{43-48}$. Значні варіації вмісту кальцію пов'язані, вірогідно, з наявністю мікроскопічних структур розпаду, маркованих малаколітовою окремістю.

Апоолівінові псевдоморфози знайдені лише в одному зразку амфіболізованого габронориту. Реліктів олівину ніде не виявлено. Втім, наявні вторинні мінерали, а також форма та внутрішня будова псевдоморфоз, дають змогу припустити, що повному заміщенню підлягав саме олівін. Такі псевдоморфози складаються з дрібнокристалічного агрегату тальку та магнетиту (рис. 3, с, d). Форма псевдоморфоз неправильна із заокругленими обрисами, місцями дещо видовжена. Розміри складають 0,5—2 мм. Зазвичай апоолівінові псевдоморфози розміщені у середині неправильних інтерстиціальних зерен амфіболізованих ортопіроксенів. Основний об'єм псевдоморфоз формує мікролускуватий тальк. Скупчення мікрокристалічного магнетиту розвиваються по периферії псевдоморфоз, а також усередині, уздовж сітки неправильних тріщин, які формують подібну до петельчастої мікроструктуру.

Титаномagnetит є другорядним мінералом досліджуваних габроноритів. Його вміст не перевищує 5 %. Порівняно великі ксеноморфні зерна титаномagnetиту (0,5—2 мм) розподіляються доволі неоднорідно в об'ємі зразків. Подібно до клінопіроксену, титаномagnetит кристалізується в інтеркумулюсі плагіоклазів і піроксенів. Під електронним мікроскопом помітні ламелярні структури розпаду з пластинчастими включеннями ільменіту, орієнтованими за певними кристалографічними напрямками у магнетитовій матриці. Остання характеризується помірним вмістом TiO_2 (5—8 %), що відповідає складу $Mt_{79-86}Usp_{14-21}$.

Ільменіт, окрім пластинчастих включень у структурах розпаду, також виявлений у вигляді неправильних включень у титаномagnetиті. Однак за хімізмом ($Ilm_{77-84}Hem_{7-10}Py_{9-11}$)

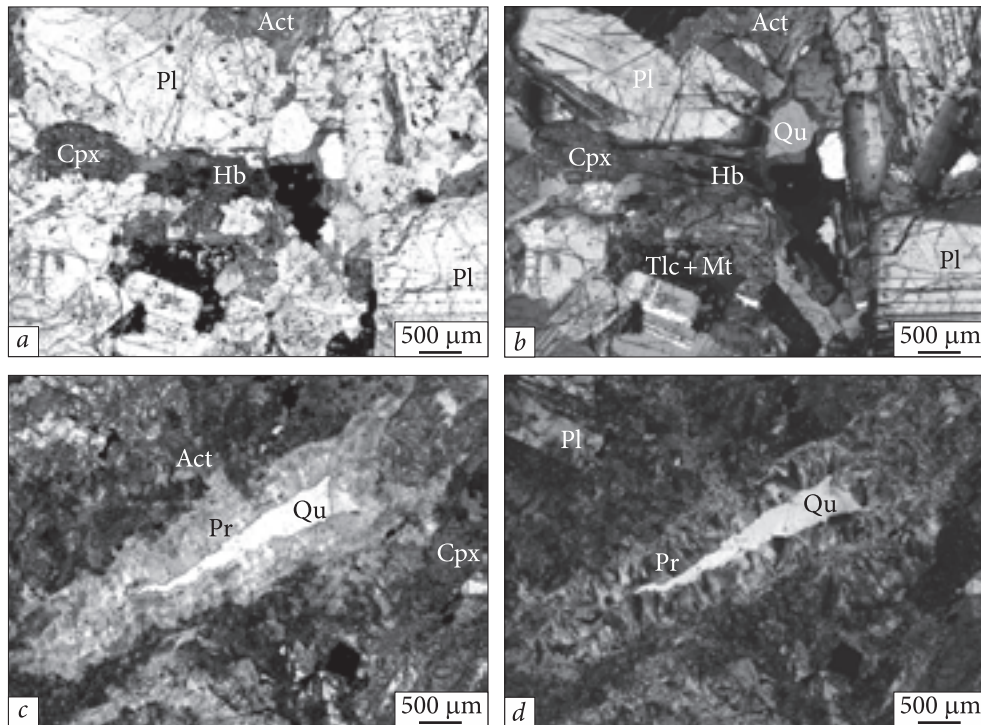


Рис. 4. Мікрофотографії петрографічних шліфів амфіболізованих габро затоки Жирар: *a, b* — рогова обманка розвивається навколо клінопіроксену та сама заміщується актинолітом, зр. 217A-2; *c, d* — преніт-кварцовий прожилок з навколишніми гідротермальними змінами, зр. 217A-3. Позначки мінералів: Hb — рогова обманка, Act — актиноліт, Pr — преніт, Q — кварц, Mt — магнетит

Fig. 4. Thin section photomicrographs of amphibolized gabbro from Girard Bay: *a, b* — hornblende develops around clinopyroxene and is itself replaced by actinolite, sample 217A-2; *c, d* — prehnite-quartz veinlet with surrounding hydrothermal alteration, sample 217A-3. Symbols of minerals: Hb — рогова обманка, Act — актиноліт, Pr — преніт, Q — кварц, Mt — магнетит

вони не відрізняються від пластинок ільменіту у структурах розпаду.

Апатит утворює поодинокі мікрочастинки голчастої форми розміром менше 0,1 мм. Зазвичай такі кристали як включення наявні у периферійній частині зерен плагіоклазу. На його тлі вони помітні завдяки більшому значенню показника заломлення.

Циркон спочатку був ідентифікований у прозоро-полірованому шліфі за допомогою електронно-мікросондового аналізатора. Кілька десятків його зерен, вилучені з важкої немагнітної фракції, досліджено на оптичному мікроскопі. Це короткопризматичні мікрочастинки зі складними дипірамідальними вершинами розміром 75—200 мкм по довгій осі і 50—75 мкм у товщину.

Окрім циркону, на РЕММА діагностовані акцесорні кількості сульфідів — піриту, халькопіриту і сфалериту. Натомість нікелева мінералізація не виявлена.

Амфіболізовані габро поширені на північно-східному узбережжі затоки Жирар у межах точки спостереження 217A. У зразках вони відрізняються від описаних вище габроноритів дещо більш крупнозернистою структурою та трохи світлішим забарвленням. Останнє зумовлене активнішим розвитком постмагматичних змін. У шліфах амфіболізовані габро мають гіпідіоморфнозернисту кумулятивну структуру (рис. 4, *a, b*). Плагіоклаз проявляє ідіоморфізм відносно мафічних мінералів і магнетиту. До того ж йому властива ортокумулятивна зональність. Щоправда, орієнтацію індивідів плагіоклазу у жодному із досліджуваних зразків не виявлено.

У мінеральному складі амфіболізованих габро головну роль відіграють плагіоклаз, амфіболи та клінопіроксен. Ортопіроксен є лише у другорядній кількості і не у всіх шліфах. Титаномagnetит відсутній, натомість є

звичайний магнетит без жодних домішок титану. Разом з амфіболами помітного розвитку набувають інші вторинні мінерали — біотит, хлорит, преніт, епідот, серицит, тальк, магнетит, титаніт, рутил, кварц. Вміст таких акцесорних мінералів як ільменіт, апатит і циркон є помітно більшим, ніж в описаних вище габроноритах. У акцесорних кількостях діагностовані вторинні сульфідні — пірит, халькопірит і сфалерит.

Плагіоклаз зазвичай формує більше 65 % загального об'єму амфіболізованих габро, хоча в жодному шліфі його вміст не сягнув значень, властивих для анортозитів. Індивіди плагіоклазу переважно мають ідіоморфну таблитчасту або субідіоморфну форму. Їх розміри суттєво варіюють, здебільшого сягаючи 3—5 мм, але трапляються й 0,5—1,5 мм. У схрещених ніколях спостережено полісинтетичне двійниковання, блокова будова і зональність зерен плагіоклазу. За даними мікрозондового аналізу, ядра зональних кристалів складені анортитом An_{92-99} , у напрямі до периферії їхня основність зменшується до андезину і навіть олігоклазу An_{21-42} . У найбільших індивідах плагіоклазу зональність також підкреслена розподілом мікроскопічних включень мафічних мінералів, які концентруються в межах їхніх внутрішніх частин. Порівняно з іншими мінералами, плагіоклаз дещо менше підлягає вторинним змінам, проте по ньому спорадично розвиваються преніт та серицит.

Клінопіроксен в одних шліфах головує над іншими мафічними мінералами, в інших — кількісно поступається амфіболам. Його неправильні ізометричні або дещо видовжені зерна можуть сягати 3—4 мм. У прохідному світлі за вимкненого аналізатора він безбарвний. У схрещених ніколях може виявляти просте, а також полісинтетичне двійниковання. Малаколітова окремість відсутня. Хімічний склад клінопіроксену — $Wo_{41-48}En_{38-46}$, він є більш кальцієвим за описаний у габроноритах. По краях зерна клінопіроксену частково заміщені зеленою роговою обманкою, яка формує переривчасті монокристалічні кайми з корозійними межами відносно клінопіроксену.

Амфіболи є характерними мафічними мінералами описуваних габро. Окрім вже зга-

дуваної зеленої рогової обманки, яка заміщує клінопіроксен, поширені актиноліт і антофіліт. Променисті агрегати блідо-зеленого актиноліту зазвичай розвиваються по роговій обманці, а паралельно-волокнисті агрегати безбарвного антофіліту частково або повністю заміщують ортопіроксен. Останній трапляється у вигляді поодиноких короткостовпчастих чи повністю ксеноморфних зерен розміром 1—1,5 мм. Звичайно до них тяжіють магнетит-талькові псевдоморфози по олівину, аналогічні описаним у габроноритах. Щоправда, первинний олівін ніде не виявлено.

Ільменіт трапляється у акцесорних кількостях. Він формує ідіо- та гіпідіоморфні таблитчасті індивіди розміром 0,1—0,5 мм. Місцями вони різною мірою заміщені мікрокристалічним рутилом. Здебільшого ільменіт оточений, а інколи й повністю включений у мафічні мінерали, найчастіше — у біотит.

Апатит — характерний акцесорний мінерал, утворює ідіоморфні голчасті та довгопризматичні індивіди. Голчасті мікрокристали розміром 0,1—0,2 мм трапляються у вигляді включень у плагіоклазах. Довгопризматичні, довжиною до 1 мм, формують включення у мафічних мінералах.

Циркон ідентифікований на електронному мікроскопі-мікроаналізаторі. Його ідіоморфні короткопризматичні кристали розміром 30—40 мкм трапляються переважно у вигляді включень у мафічних мінералах або у зростках з ільменітом.

Біотит є у всіх шліфах у другорядній кількості. Його неправильні пластинчасті зерна розміром 0,5—1 мм плеохроюють у темно-коричневих тонах. Вони неоднорідно розсіяні по площі шліфів. Найчастіше біотит утворює реакційні оболонки навколо зерен магнетиту та ільменіту, іноді частково заміщений хлоритом і сфеном.

Преніт — характерний вторинний мінерал. Йому властиві мікрокристалічні агрегати, які розвиваються по плагіоклазу. Окрім того, преніт разом із кварцом і кальцитом виповнює тріщини у габроїдах, формуючи прожилки із зональною будовою (рис. 4, с, d). Преніт відкладався першим у зовнішній частині прожилків. Його пластинчасті зерна орієнтовані перпендикулярно до стінок тріщин. У екзоконтактах вони частково заміщують

Таблиця 1. Вибіркові мікрозондові аналізи піроксенів із габроноритів затоки Жирар (зр. 154А-1)

Table 1. Selected electron microprobe analyses of the pyroxenes from the gabbonorites in Girard Bay (sample 154A-1)

Component	4	5	6	7	8	9	24	25	26	27	30	31
<i>Weight percents, %</i>												
SiO ₂	50.57	50.83	51.14	50.29	50.32	50.67	49.72	49.43	49.31	49.68	50.03	49.51
TiO ₂	0.48	0.74	0.57	0.45	0.57	0.6	0.38	0.4	0.56	0.55	0.35	0.38
Al ₂ O ₃	2.1	2.14	2.74	2.23	2.47	2.35	0.85	1.24	1.41	1.04	1.39	1.33
FeO	11.25	10.43	10.12	10.65	11.03	11.03	21.15	21.37	21.27	21.09	20.48	21.08
MnO	—	—	—	—	—	—	0.47	0.4	0.28	0.45	0.36	0.49
MgO	15.72	15.52	15.41	16.23	16.09	15.8	25.42	25.19	25.09	25.3	25.46	25.17
CaO	19.65	20.34	20.03	20.15	19.52	19.55	2	1.97	2.09	1.88	1.93	2.04
Na ₂ O	0.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Formula units on 6 atoms of oxygen</i>												
Na	0.016	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0.791	0.816	0.8	0.81	0.784	0.785	0.081	0.079	0.084	0.076	0.077	0.082
Mg	0.88	0.866	0.857	0.908	0.9	0.883	1.424	1.412	1.406	1.416	1.419	1.41
Mn	—	—	—	—	—	—	0.015	0.013	0.009	0.014	0.011	0.016
Fe ⁺²	0.354	0.327	0.316	0.334	0.346	0.346	0.665	0.672	0.669	0.662	0.64	0.662
Ti	0.014	0.021	0.016	0.013	0.016	0.017	0.011	0.011	0.016	0.016	0.01	0.011
Al	0.093	0.095	0.121	0.099	0.109	0.104	0.037	0.055	0.062	0.046	0.061	0.059
Si	1.9	1.904	1.907	1.887	1.887	1.899	1.869	1.859	1.854	1.866	1.87	1.86
<i>Compounds, %</i>												
Wo	39.1	40.6	40.5	39.5	38.6	39	3.7	3.6	3.9	3.5	3.6	3.8
En	43.5	43.1	43.4	44.2	44.3	43.8	65.2	64.9	64.9	65.3	66.1	65
Fs	17.5	16.3	16	16.3	17	17.2	31.1	31.5	31.3	31.2	30.3	31.2

Таблиця 2. Вибіркові мікрозондові аналізи Ті-магнетитів із габроноритів затоки Жирар (зр. 154А-1)

Table 2. Selected electron microprobe analyses of the Ti-magnetites from the gabbonorites in Girard Bay (sample 154A-1)

Component	123	124	125	126	127	131	132	133	137
<i>Weight percents, %</i>									
TiO ₂	5.24	6.07	6.68	6.45	5.62	6.43	6.61	6.13	6.45
Al ₂ O ₃	1.9	3.34	3.03	2.98	2.2	2.75	2.98	1.67	2.88
FeO	92.47	89.96	89.82	90.05	91.27	90.36	89.91	91.85	90.28
MnO	0.26	0.62	0.47	0.51	0.56	0.46	0.45	0.36	0.39
MgO	0.13	—	—	—	0.34	—	0.06	—	—
<i>Formula units on 4 atoms of oxygen</i>									
Fe ⁺²	1.127	1.144	1.166	1.157	1.114	1.160	1.160	1.153	1.161
Mn	0.008	0.019	0.014	0.015	0.017	0.014	0.014	0.011	0.012
Mg	0.007	—	—	—	0.018	—	0.003	—	—
Ti	0.141	0.162	0.179	0.173	0.151	0.173	0.177	0.166	0.173
Fe ⁺³	1.637	1.534	1.514	1.529	1.607	1.538	1.521	1.600	1.533
Al	0.080	0.141	0.127	0.125	0.093	0.116	0.125	0.070	0.121
<i>Compounds, %</i>									
Usp	13.9	16.6	18.5	17.8	14.1	17.8	18.1	16.7	17.9
Mt	85.7	83.4	81.5	82.2	84.9	82.2	81.7	83.3	82.1

плагіоклаз. Кварц і підпорядкований кальцит відкладались в осьовій частині прожилків.

Епідот менш поширений за преніт. Він утворює неправильні ізометричні зерна розміром 0,1—0,5 мм й асоціює здебільшого з іншими вторинними мафічними мінералами — актинолітом, хлоритом, пренітом.

Кварц трапляється у вигляді неправильних інтерстиційних зерен і дрібнозернистих гранобластових скупчень у проміжках плагіоклазів. Останні мають блокове згасання і, вірогідно, являють собою перекристалізовані інтерстиційні зерна.

Геологічна позиція та умови формування габроїдів затоки Жирар. Судячи з умов залягання та петрографічних особливостей досліджуваних порід, у межах затоки Жирар фрагментарно відслонюється апікальна частина габроїдного інтрузиву. Цей інтрузив має форму штока, що залягає незгідно до вмісної вулканогенної товщі юрського віку. Його горизонтальна протяжність має перевищувати 3 км згідно з картою магнітного поля (Bakmutov et al., 2024). Геологічний вік габроїдного інтрузиву визначений як постюрський і потребує подальшого уточнення методами ізотопної геохронології. Як мінерал-хронометр можна рекомендувати циркон, виявлений нами у досліджуваних габроїдах. У першому наближенні габроїди затоки Жи-

рар є петрографічно подібними до деяких породних представників ранньокрейдного габроїдного інтрузиву Туксен-Расмуссен, розташованого орієнтовно у 15 км південніше (Mytrokhyn et al., 2017). Вони також схожі з розшарованими габроїдними інтрузивами архіпелагу Вільгельма, що відслонюються на островах Пітерман та Анаграм (Mytrokhyn et al., 2021). Проте ми виявили низку мінералого-петрографічних характеристик, які відрізняють габроїди затоки Жирар від усіх згаданих. По-перше, вони характеризуються одним із найменших ступенів метаморфічних перетворень. По-друге, їм притаманні структурно-текстурні особливості малоглибинних гіпабісальних інтрузивних утворень. По-третє, вони виявляють найбільш "примітивний" хімічний склад головних породотворювальних мінералів. Зокрема, у найменш метаморфізованих представниках габроїдів затоки Жирар виявлені наймагnezіальніші піроксени та одні з найкальцієвіших плагіоклазів.

Маючи зразки практично неметаморфізованих габроноритів, ми здійснили спробу визначити температуру кристалізації піроксенів та Fe-Ti оксидно-рудних мінералів. Найпридатнішим для цього виявився зразок габронориту № 154A-1, де добре збереглися усі первинно-магматичні мінерали. Для розрахунку температури ми застосували двоپی-

Таблиця 3. Вибіркові мікрозондові аналізи ламелей ільменіту у Ti-магнетитах (зр. 154A-1)

Table 3. Selected electron microprobe analyses of the ilmenite lamellae in Ti-magnetites (sample 154A-1)

Component	79	80	81	83	86	87	90	92
Weight percents, %								
TiO ₂	48.19	48.69	49.19	48.45	48.47	48.51	48.94	48.4
FeO	47.22	46.09	46.05	47.2	47.31	47.29	46.52	46.84
MnO	4.58	5.22	4.7	4.35	4.22	4.21	4.42	4.76
MgO	0.01	—	0.06	—	—	—	0.12	—
Formula units on 3 atoms of oxygen								
Fe ⁺²	0.817	0.811	0.830	0.825	0.828	0.827	0.828	0.815
Mn	0.097	0.111	0.100	0.092	0.089	0.089	0.094	0.101
Mg	—	—	0.002	—	—	—	0.005	—
Ti	0.911	0.920	0.930	0.916	0.916	0.917	0.924	0.914
Fe ⁺³	0.175	0.158	0.138	0.166	0.166	0.166	0.149	0.169
Compounds, %								
Ilm	81.6	81.0	83.0	82.5	82.7	82.7	82.7	81.4
Hem	8.7	7.9	6.9	8.3	8.3	8.3	7.5	8.5
Gk	—	—	0.2	—	—	—	0.5	—
Py	9.7	11.1	10.0	9.2	8.9	8.9	9.4	10.1

Таблиця 4. Визначення температури кристалізації піроксенів із габроноритів затоки Жирар

Table 4. Crystallization temperatures of pyroxenes from the gabbro-norites in Girard Bay

Mineral (point)	XEn	XWo	Temperature, °C	
			1 kbar	5 kbar
<i>Cpx</i> ₄ <i>Orp</i> ₂₄	0.520 0.768	0.337 0.043	1182 ± 43	1200 ± 38
<i>Cpx</i> ₅ <i>Orp</i> ₂₅	0.498 0.759	0.363 0.044	1174 ± 36	1190 ± 31
<i>Cpx</i> ₆ <i>Orp</i> ₂₆	0.485 0.755	0.364 0.046	1192 ± 64	1208 ± 60
<i>Cpx</i> ₇ <i>Orp</i> ₂₇	0.563 0.758	0.325 0.041	1150 ± 86	1167 ± 93
<i>Cpx</i> ₈ <i>Orp</i> ₃₀	0.542 0.758	0.326 0.043	1168 ± 21	1186 ± 26
<i>Cpx</i> ₉ <i>Orp</i> ₃₁	0.514 0.759	0.341 0.045	1191 ± 34	1208 ± 29

Таблиця 5. Визначення температури перерівноваження Fe-Ti оксидів із габроноритів затоки Жирар

Table 5. Reequilibration temperatures of Fe-Ti oxides from the gabbro-norites in Girard Bay

Mineral (point)	XHem	NTi	fO ₂	Temperature, °C
<i>Ilm</i> ₇₉ <i>Mt</i> ₁₃₁	0.897	0.173	-15.22	715
<i>Ilm</i> ₈₁ <i>Mt</i> ₁₃₂	0.070	0.177	-16.4	689
<i>Ilm</i> ₈₀ <i>Mt</i> ₁₃₃	0.080	0.165	-15.843	697
<i>Ilm</i> ₈₃ <i>Mt</i> ₁₃₇	0.085	0.173	-15.496	709
<i>Ilm</i> ₉₂ <i>Mt</i> ₁₂₃	0.086	0.141	-15.747	690
<i>Ilm</i> ₈₆ <i>Mt</i> ₁₂₄	0.084	0.163	-15.614	702
<i>Ilm</i> ₈₇ <i>Mt</i> ₁₂₅	0.083	0.179	-15.506	711
<i>Ilm</i> ₈₇ <i>Mt</i> ₁₂₆	0.083	0.173	-15.560	707
<i>Ilm</i> ₉₀ <i>Mt</i> ₁₂₇	0.076	0.151	-16.246	683

роксеновий та ільменіт-магнетитовий геотермометри, адаптовані до комп'ютерної програми *QUILF* (Andersen et al., 1993). Вихідними даними слугували результати мікрозондового аналізу породоутворювальних мінералів, наведені у табл. 1—3.

Мікрозондові аналізи піроксенів були виконані по інтерстиційному зерну авгіту з пойкилітовими включеннями ортопіроксену. Для забезпечення умови рівноважності кристалізації піроксенів, що співіснують, точки мікрозондового аналізу розміщено попарно уздовж границі авгіт-ортопіроксен на ділянках, позбавлених будь-яких біляконтактних змін. Розрахунок температури виконано у діапазоні тиску 1—5 кбар, результати наведено у табл. 4. Значення тиску 1 кбар, яке приблизно відповідає глибині 3 км, обране як граничне між гіпабісальними та плутонічними умовами застигання магми. Температура кристалізації піроксенів для цього тиску лежить у діапазоні 1150—1190 °C. Невизначеність оцінки температури коливається від ±21 до ±86 °C, що є додатковим свідченням рівноважності отриманих значень. Морфологія проаналізованого зерна авгіту вказує на його кристалізацію з інтерстиційного розплаву, натомість пойкилітові включення ортопіроксену є кумулятивними фазами. Локальна рівновага між ними та вмісним авгітом могла бути досягнута за температури, дещо вищої за солідусну. Зауважимо, що такі високі значення субсолідусної температури базитових магм можуть мати місце за невисокого літостатичного тиску, тобто на гіпабісальній глибині — 0,2—3 км. Відповідно, коректнішим слід визнати розрахунок температури для 1 кбара, а не для 5 кбар. Зауважимо: якщо розрахунок виконати для умов атмосферного тиску 1 бар, то розраховані значення температури зменшаться не більше ніж на 10 °C.

Електронно-мікроскопічні дослідження продемонстрували наявність ламелярних структур розпаду у Ti-магнетитах досліджуваних габроноритів. Відповідно, слід очікувати, що Fe-Ti оксидно-рудні мінерали мали перерівноважитись у процесі розпаду твердих розчинів. Для визначення температури перерівноваження були виконані мікрозондові аналізи інтерстиційних зерен Ti-магне-

титу та ільменітових ламелей у них. Точки мікрозондового аналізу розміщено попарно уздовж границі магнетит-ільменіт. Отримані значення температури лежать у діапазоні 680—715 °С (табл. 5). Тобто температура перерівноваження Fe-Ti оксидів є значно нижчою за температуру кристалізації піроксенів. Ба більше, такі значення є нижчими, ніж можна було б очікувати для субсолідусного перерівноваження у гіпабісальних умовах. Зауважимо, що спроба визначення температури за інтерстиційними зернами Ti-магнетиту з первинними пойкилітовими включеннями ільменіту дала майже такий самий результат 684—731 °С, що додатково підтверджує перерівноваження значно нижче солідусу. Натомість значення $fO_2 = -15$ — (-16) в обох серіях вимірів є доволі високими, що має свідчити про перерівноваження Fe-Ti оксидів за умов підвищеної фугитивності кисню.

Висновки. 1. Новознайдені виходи габроїдів затоки Жирар складають штокоподібне інтрузивне тіло, яке незгідно вкорінене у вулканогенну товщу п-ова Київ. На південному та північно-східному узбережжі затоки фрагментарно відслонюється апікальна частина цього габроїдного інтрузиву, горизонтальна протяжність якого має перевищувати 3 км.

2. Петрографічне різноманіття габроїдів затоки Жирар пов'язане з прихованою магматичною розшарованістю, а також з неоднорідним локальним проявом низькотемпературних гідротермальних перетворень — амфіболізації, пренітизації та окварцювання. Головними петрографічними представника-

ми є габронорити та амфіболізовані габро, серед яких ідентифіковані мезократові та лейкократові різновиди.

3. Габронорити, які відслонюються на південному узбережжі затоки Жирар, відрізняються одним із найменших ступенів постмагматичних перетворень. Їхні мінералогічно-петрографічні особливості вказують на гіпабісальну глибину формування. Хімізм піроксенів і плагіоклазів свідчить про найвисокотемпературніші умови кристалізації, порівняно з іншими представниками габроїдів п-ова Київ і сусіднього архіпелагу Вільгельма.

4. Геологічний вік габроїдів затоки Жирар попередньо визначено як постюрський, він потребує подальшого уточнення за допомогою методів ізотопної геохронології. Як мінерал-хронометр рекомендовано дослідити циркон. Його мікрокристали розміром 75—200 мкм, вилучені з досліджуваних габроноритів, є цілком придатними для U-Pb ізотопного датування.

Роботу виконано у рамках наукових досліджень за темою № 0124U001726, що фінансується Національною академією наук України. Польові дослідження здійснено за сприяння Національного антарктичного наукового центру України в рамках Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011—2020 роки.

Автори щиро вдячні зимівникам 21, 23 та 24-ї Українських антарктичних експедицій за підтримку польових робіт. Значний внесок у проведення геологічних маршрутів зробили В. Храпач, А. Руденко та І. Дикий.

REFERENCES / ЛІТЕРАТУРА

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. and Davidson, P.M. (1993), *Computers and Geosci.*, Vol. 19, Iss. 9, pp. 1333-1350. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90033-2)
- Artemenko, G., Bakhmutov, V., Samborska, I., Bakhmutova, L. and Shpyra, V. (2013), *Ukr. Antarctic Journ.*, No. 12, pp. 30-33 [in Russian]. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.12.2013.242>
- [Артеменко, Г.В., Бахмутов, В.Г., Самборская, И.А., Бахмутова, Л.Н., Шпира, В.В. (2013), *Укр. антарктич. журн.* № 12. С. 30—33.]
- Bakhmutov, V., Yegorova, T., Bakarzhayeva, M., Mytrokhyn, O., Shpyra, V., Orlyuk, M., Maksymchuk, V., Tarasov, V., Romanets, A., Nakalov, Ye., Brillinh, Ye., Romanyuk, O., Otruba, Yu. and Litvinov, D. (2024), *Acta Geophysica*, Vol. 72, pp. 1693-1712. <https://doi.org/10.1007/s11600-023-01190-6>
- Bakhmutov, V.G., Gladkochub, D.P. and Shpyra, V.V. (2013), *Geophys. Journ.*, Vol. 35, No. 3, Kyiv, pp. 3-30 [in Russian]. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116387>
- [Бахмутов, В.Г., Гладкочуб, Д.П., Шпира, В.В. (2013), *Геофиз. журн.* 35, № 3. С. 3—30.]
- Chertova, D.S., Mytrokhyn, O.V. and Bakhmutov, V.G. (2023), *Abstr. of XI Int. Antarctic Conf. dedicated to the 160th Anniv. of the Birth of Volodymyr Vernadsky*, May 10-12, 2023, Kyiv, p. 51.

- Curtis, R. (1966), *The petrology of the Graham Coast, Graham Land*, Sci. Reports No. 50, 51, Publ. by British Antarctic Survey, London
- Gourdon, I. (1908), *Expedition Antartique Francaise (1903-1905) comantee par le Jean Charcot, Geographie physique — Glaciologie, Petrographie*. Paris, 214 p.
- Leat, P.T., Scarrow, J.H. and Millar, I.L. (1995), *Geol. Mag.*, Vol. 132, Iss. 4, pp. 399-412. <https://doi.org/10.1017/S0016756800021464>
- Mytrokhyn, O. and Bakhmutov, V. (2020), XIV Int. Sci. Conf. "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment", 10-13 Novem. 2020, Kyiv, 4 p. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056038>
- Mytrokhyn, O., Bakhmutov, V., Aleksieyenko, A., Mytrokhina, T. and Marushchenko, O. (2021), *Visn. Taras Shevchenko Nat. Univ. of Kyiv. Geology*, Iss. 4(95), pp. 6-15 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.95.01>
- [Митрохин, О., Бахмутов, В., Алексеевко, А., Митрохина, Т., Марущенко, О. (2021), *Вісн. Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Сер. Геол.* Вип. 4(95). С. 6—15.]
- Mytrokhyn, O.V., Bakhmutov, V.G., Aleksieyenko, A.G., Gavryliv, L.I. and Mytrokhina, T.V. (2017), *Ukr. Antarctic Journ.*, No. 16, pp. 21-28. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.16.2017.55>
- Mytrokhyn, O.V., Gavryliv, L.I. and Bakhmutov, V.G. (2023), *Geolog. Journ.*, No. 3, Kyiv, pp. 45-63. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277713>
- Tangeman, J.A., Mukasa, S.B. and Grunov, A.M. (1996), *Tectonics*, Vol. 15, Iss. 6, pp. 1309-1324. <https://doi.org/10.1029/96TC00840>

Received 26.03.2024

O.V. Mytrokhyn, DrSc (Geology), Prof.
Kyiv Taras Shevchenko National University
90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022
Institute of Geological Science of the National Academy of Sciences of Ukraine
55-B, Olesya Gonchara Str., Kyiv, Ukraine, 01054
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-6269-0092>

D.S. Chertova, Bachelor (Geology)
Kyiv Taras Shevchenko National University
90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022
E-mail: dariia.chertova@gmail.com; <https://orcid.org/0009-0004-8185-7950>

V.G. Bakhmutov, DrSc (Geology), Prof., Head of Department
Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine
32, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: bakhmutovvg@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-3804-9953>

PETROLOGY OF GABBROIDS OF GIRARD BAY (KYIV PENINSULA, GRAHAM COAST OF THE WEST ANTARCTICA)

Several new gabbroid intrusions were discovered in the process of geological surveying in the area of the Ukrainian research station in the West Antarctica. One of them is located in the hard-to-reach Girard Bay on the western coast of the Kyiv Peninsula. The authors investigated the mode of occurrence, petrography and mineral chemistry of Girard Bay gabbroids in order to clarify their geological position and petrogenetic conditions of their formation. It was found that the newly discovered gabbroids make up a stock-like intrusive body with a horizontal dimension of more than 3 km. Gabbroids unconformably intrude the Kyiv Peninsula volcanic formation. The apical part of this gabbroid intrusion is exposed fragmentarily on the southern coast of Girard Bay. The petrographic diversity of the studied gabbroids depends on the heterogeneous manifestation of local low-temperature hydrothermal transformations (amphibolization, prenitization and silicification). In addition, the presence of hidden magmatic layering, which is characteristic of other gabbroid intrusions of the region, is assumed. The main petrographic representatives are gabbronorites and amphibolized gabbros, among which mesocratic and leucocratic varieties have been identified. The gabbronorites exposed on the southern coast of Girard Bay represent one of the lowest degrees of the post-magmatic transformation. Mineralogical and petrographic features point to hypabyssal depths of their formation. The chemistry of pyroxenes and plagioclases indicates the most high-temperature conditions of crystallization in comparison with other representatives of gabbroids both on the Kyiv Peninsula and on the neighbouring Wilhelm Archipelago. The geological age of Girard Bay gabbroids is preliminarily defined as post-Jurassic and requires further clarification using the isotopic geochronology methods. Given the possible post-magmatic re-equilibration of primary mineral paragenesis, zircon is recommended as a chronometer mineral.

Keywords: geology, gabbroid intrusions, Antarctic Peninsula.