

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.067>  
УДК 552.3+552.22

**О.В. Митрохин**, д-р геол. наук, проф.  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка  
Навчально-науковий інститут "Інститут геології"  
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90  
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-6269-0092>

**Л.І. Гаврилів**, канд. геол. наук  
Університет Коменіуса, Природничий інститут  
841 04, м. Братислава, Словаччина, вул. Львовичова, 3278/6  
E-mail: liubomyr.gavryliv@uniba.sk; <https://orcid.org/0000-0001-9239-2520>

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

## ПЕТРОЛОГІЯ КАЙНОЗОЙСЬКИХ ДАЙОК АРГЕНТИНСЬКИХ ОСТРОВІВ (АРХІПЕЛАГ ВІЛЬГЕЛЬМА, ЗАХІДНА АНТАРКТИКА)

---

*Досліджено дайки, які інтродують палеогенові гранітоїди на Аргентинських островах у районі Української антарктичної станції "Академік Вернадський". Вивчення умов залягання, мінералогеографічних і геохімічних особливостей дайкових порід дало змогу уточнити їхні геологічний вік та геодинамічні умови прояву дайкового магматизму в регіоні. З'ясовано, що магматична активність на досліджуваній території не припинялася щонайменше до кінця міоцену. Водночас процеси орогенного здійснення призвели до ерозійного розкриття палеогенового гранітоїдного масиву Барчанс-Фордж. Тектонічна ексгумація останнього супроводжувалася вкоріненням дайок різного складу та рівня глибинності. Кайнозойські дайки базальтів та діабазів найрозповсюдженіші на досліджуваній території. Щонайменше більша частина з них є субвулканічними тріщинними інтрузивами. Вони були сформовані після повної ексгумації вмисних гранітоїдів, що закінчилися наприкінці міоцену (11 млн рр. тому). Імовірно, базальтові дайки є одним з наймолодших проявів магматизму в регіоні. За особливостями речовинного складу досліджені базальти займають проміжне положення між high-LILE толеїтами та вапнисто-лужною серією. Можливий вплив корової контамінації на склад базальтових дайок потребує додаткових досліджень. Кайнозойські дайки мікродіоритів за поширенням поступаються базальтовим. Це гіпобісальні тріщинні інтрузиви, які сформувалися у процесі тектонічної ексгумації гранітоїдів Барчанс-Фордж в інтервалі часу між початком палеоцену та кінцем міоцену (61—11 млн рр. тому). Мікродіорити є типовими представниками орогенної вапнисто-лужної серії. Їхня магнемогенерація може бути пов'язана з субдукційними процесами. Знахідка лише однієї дацитової дайки засвідчує рідкісність проявів кислого магматизму у кайнозойський час. Ця субвулканічна тріщинна інтрузія подібно до базальтів сформувалася після ексгумації вмисних гранітоїдів. Приналежність до вапнисто-лужної серії та інші особливості речовинного складу не виключають комагматичність дацитів з мікродіоритами.*

**Ключові слова:** Антарктида, петрологія, дайкові гірські породи.

---

Цитування: Митрохин О.В., Гаврилів Л.І., Бахмутов В.Г. Петрологія кайнозойських дайок Аргентинських островів (Архіпелаг Вільгельма, Західна Антарктика). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 3. С. 67—82. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.067>

**Вступ.** Невеликі дайки основних і середніх порід доволі часто трапляються серед мезозой-кайнозойських магматичних утворень Аргентинських островів у районі Української антарктичної станції "Академік Вернадський" (УАС). Особливе місце серед них посідають дайкові тіла, які інтродують палеогенові гранітоїди на островах Барчанс та Фордж. Вони є наймолодшим проявом магматичної активності в районі УАС, тому заслуговують прискіпливої уваги як важливий часовий і геодинамічний репер в історії геологічного розвитку Західної Антарктики. Геологічній характеристиці кайнозойських дайок присвячено попередні дослідження авторів, результати яких нещодавно оприлюднено у кількох публікаціях і кандидатській дисертації Л. Гаврилів [3, 8]. Петрографію Аргентинських островів першим описав Д. Елліот, який розділив дайкові утворення на "доандійські", "постандійські" та наймолодші "третинні" [5]. Припущення про третинний вік мікродіоритових дайок островів Барчанс зроблено на підставі їхнього слабого змінення постмагматичними процесами, а також петрографічної схожості з раніше вивченими третинними мікродіоритами о. Кінг Джордж. У роботі Д. Елліота наведено два силікатні аналізи, які характеризують уміст петрогенних оксидів у "третинних" мікродіоритових дайках. "Постандійські" базальтові дайки з о-вів Барчанс до останнього часу охарактеризовано лише одним силікатним аналізом та одним *ICP-MS* аналізом на вміст мікроелементів, які опубліковано [1]. Як бачимо, даних для з'ясування геохімічних особливостей кайнозойських дайок замало. Нарешті, хімізм породотворювальних мінералів у цих породах досі загалом не досліджувався.

**Метою** здійсненого дослідження було визначення мінералого-петрографічних та геохімічних особливостей кайнозойських дайок Аргентинських островів для з'ясування геодинамічних умов прояву новітньої магматичної активності в регіоні.

**Локалізація та умови залягання кайнозойських дайок Аргентинських островів.** Аргентинські острови, як і увесь Архіпелаг Вільгельма, а також найближче узбережжя Землі Греяма, розташовані на західному

фланзі периферійно-континентального магматичного поясу Антарктичного півострова. У геологічній будові Аргентинських островів головну роль відіграють вулканогенна товща згодом юрсько-крейдового віку та палеогенова гранітоїдна інтрузія Барчанс-Фордж [4]. Зазначені магматичні утворення інтродуються чисельними різновіковими дайками основних і середніх порід. Наймолодші дайки, які були об'єктом дослідження у цій роботі, було виявлено на островах Барчанс та Фордж, де вони інтродують гранітоїди. Кайнозойський вік цих постгранітоїдних дайок достатньо надійно визначається за віком умісних гранітоїдів. За даними *Ar-Ar* ізотопного датування біотитів з гранодіоритів островів Барчанс визначений їхній палеогеновий вік —  $60,9 \pm 0,8$  млн рр. [2]. Дещо молодші значення віку 54—57 млн рр. отримано *K-Ar* датуванням біотитів та амфіболів з гранітоїдів о-вів Барчанс та Фордж [9]. Відповідно, вік постгранітних дайок має бути не давнішим раннього палеогену. Виявлені випадки перетинання мафічними дайками аплітоїдних і кварцових жил у гранітоїдах свідчать, що такі дайки інтродували значно пізніше формування гранітоїдного масиву Барчанс-Фордж. Умови залягання постгранітних дайок та їхні петрографічні особливості вказують на гіпабісальні або навіть субвулканічні умови формування. Тобто на момент вкорінення дайок, гранітоїди, що там залягають, мали бути "ексгумовані" з плутонічних глибин процесами тектонічного здиґання та ерозії. Верхня ж вікова границя формування досліджуваних дайок визначається за перекриванням їх льодовиковими відкладами четвертинного віку. Просторовий розподіл кайнозойських дайок наведено на рис. 1.

Наразі лише на о-вах Барчанс та Фордж виявлено понад двох десятків дайкових тіл, для яких припускається кайнозойський вік. Вони можуть мати північно-західне, північно-східне та субширотне простягання. Будьяких закономірностей у їхній орієнтації не виявлено. Більшість дайок залягає субвертикально. Це невеликі інтрузивні тіла товщиною від 10—15 см до 1,0—2,3 м. За простяганням деякі з них простежено на відстані 100—150 м. Границі з умісними гранітоїдами

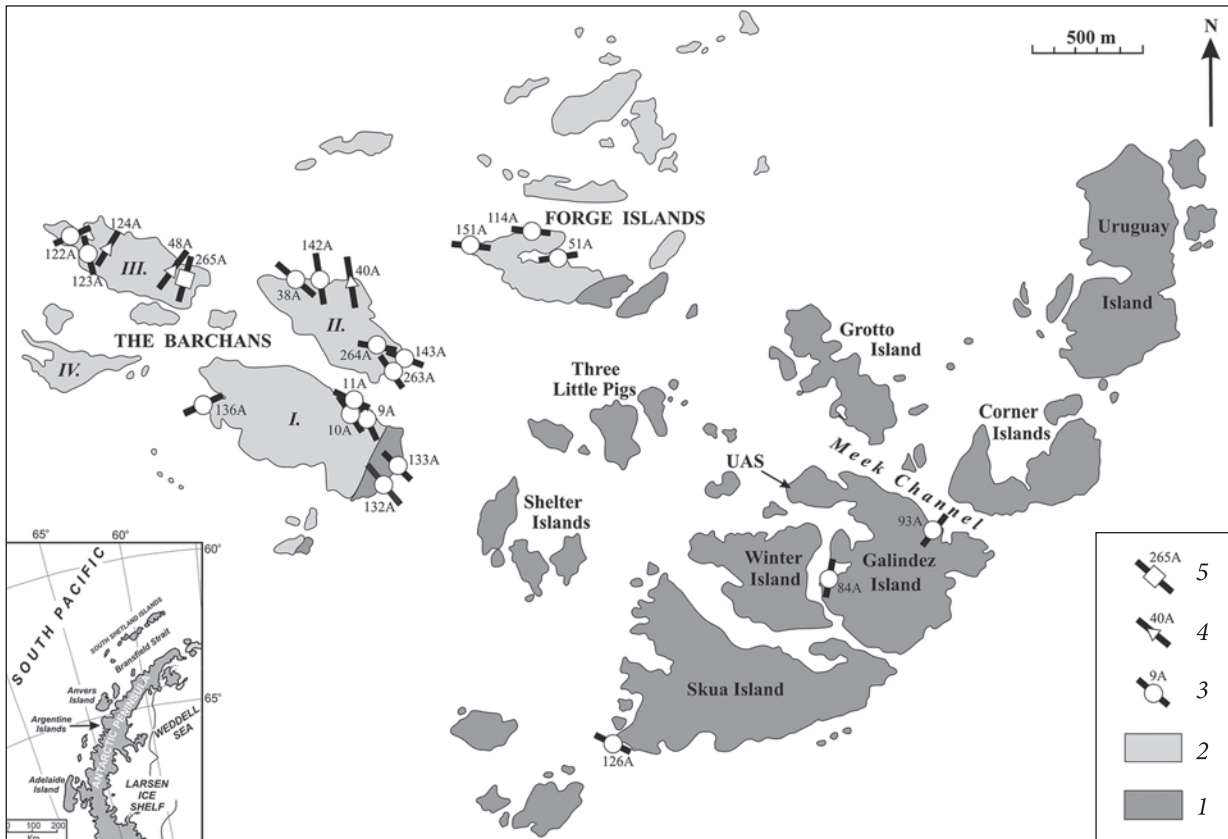


Рис. 1. Схематична геологічна карта з локалізацією кайнозойських дайок Аргентинських островів: 1 — вулканогенна товща юрсько-крейдового віку; 2 — палеогенові гранітоїди Барчанс-Фордж; 3 — дайки базальтів та діабазів; 4 — дайки мікродіоритів; 5 — дайка дациту. Цифрами поруч з дайками позначено відповідні номери точок спостереження. UAS — Українська антарктична станція "Академік Вернадський"

Fig. 1. Simplified geological map with spatial distribution of the Cenozoic dykes on the Argentine Islands: 1 — Jurassic-Cretaceous volcanic rocks; 2 — Paleogene Barchans-Forge granitoids; 3 — basaltic dykes and diabase dykes; 4 — microdiorite dykes; 5 — dacite dyke. The numbers next to the dykes indicate the corresponding observation points numbering. UAS — Ukrainian Antarctic Station "Vernadsky Base"

звичайно різкі прямолінійні з ендоконтактовими зонами загартування. Тим не менше, місцями конфігурація ліній контакту може бути ламаною. Деякі дайки мають відгалуження й апофізи. На тлі світліших гранітоїдів дайки виокремлюються завдяки темнішому забарвленню. Інколи в них наявні дрібні гострокутні ксеноліти вмісних гранітоїдів (рис. 2).

**Мінералого-петрографічні особливості кайнозойських дайок Аргентинських островів.** Дослідження відібраних зразків показали, що макроскопічно схожі дайкові породи можуть мати основний, середній і, навіть, кислий склад. Загалом же досліджувані дайкові утворення можна поділити на три петрографічні групи: 1) дайки базальтів та діабазів; 2) дайки мікродіоритів; 3) дайка дациту.

**Дайки базальтів і діабазів** найрозповсюдженіші серед кайнозойських дайкових утворень о-вів Барчанс та Фордж. У роботі [5] вони фігурують під найменуванням *Microgabbro group of Post-Andean hypabyssal rocks*. Авторські дослідження показали, що усі мафічні дайки, які інтрудують палеогенові гранітоїди Барчанс-Фордж, належать не до гіпабісальних, а до субвулканічних утворень. Наразі виявлено 19 таких дайок. Здебільшого вони, зокрема усі мафічні дайки товщиною менше 0,6 м, складені базальтами. Лише декілька дайок товщиною 1,0—1,2 м представлені діабазами.

У зразках базальти забарвлені у темно-сірий колір, інколи зі слабким зеленуватим відтінком. Порфірова структура надає їхньому забарвленню дрібно-плямистого ма-

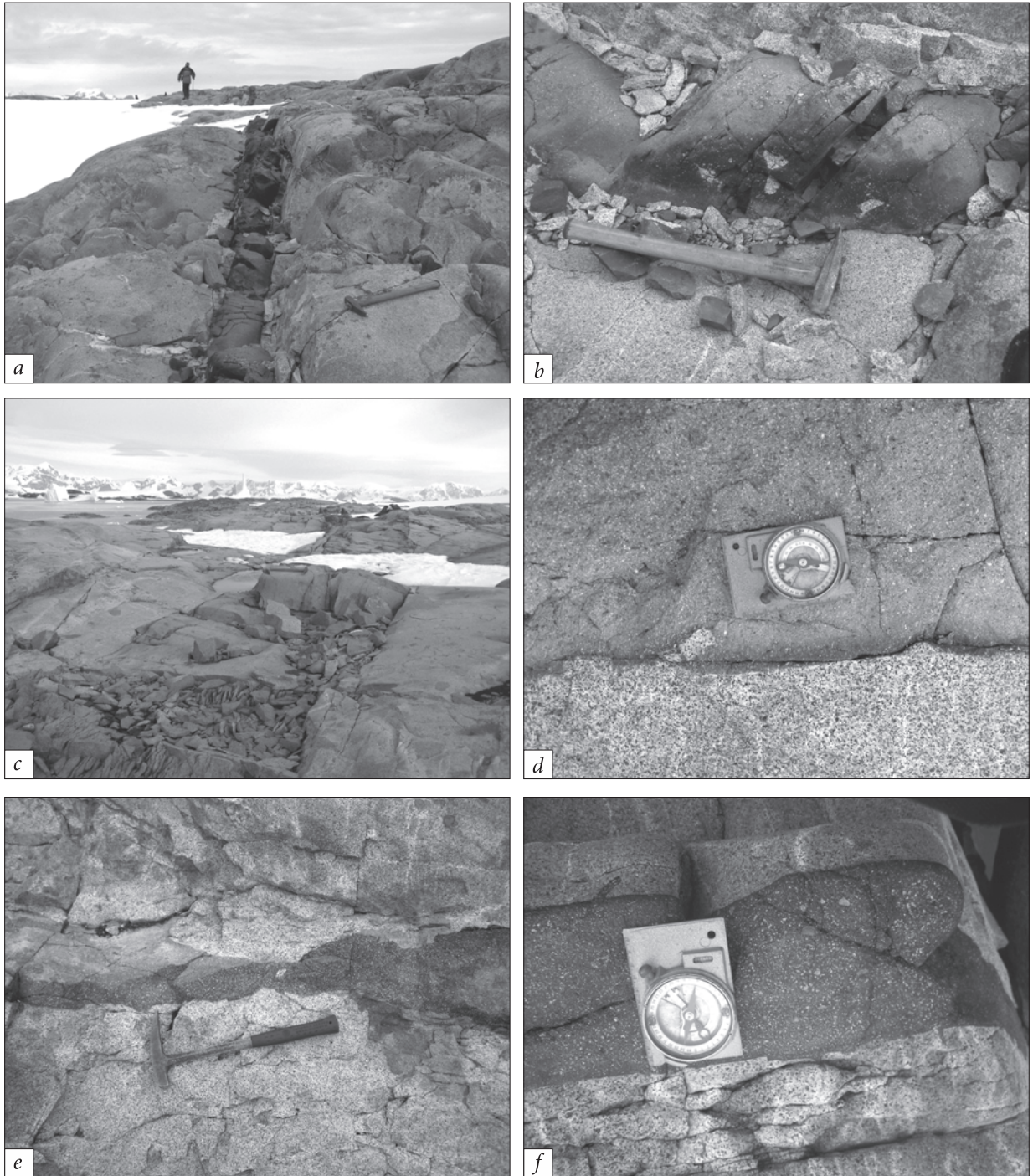


Рис. 2. Умови залягання кайнозойських дайок Аргентинських островів: *a, b* — базальтова дайка на о. Барчанс-I, точка спостереження № 9А; *c, d* — мікродіоритова дайка на о. Барчанс-II, точка спостереження № 40А; *e, f* — дацитова дайка на о. Барчанс-III, точка спостереження № 265А

Fig. 2. Field occurrence of the Cenozoic dykes on the Argentine Islands: *a, b* — basaltic dyke of the Barchans-I Island, observation point No. 9A; *c, d* — microdiorite dyke of the Barchans-II Island, observation point No. 40A; *e, f* — dacite dyke of the Barchans-III Island, observation points No. 265A

люнку. Фенокристи світлішого плагіоклазу розміром 2—3 мм, неоднорідно розсіяні у афанітовій загальній масі. Їхній уміст коливається від поодиноких фенокристів до 10—

15 %. Діабази відмінні від базальтів трохи кращою розкristалізацією загальної маси, але й тут вона лишається доволі дрібнозернистою.

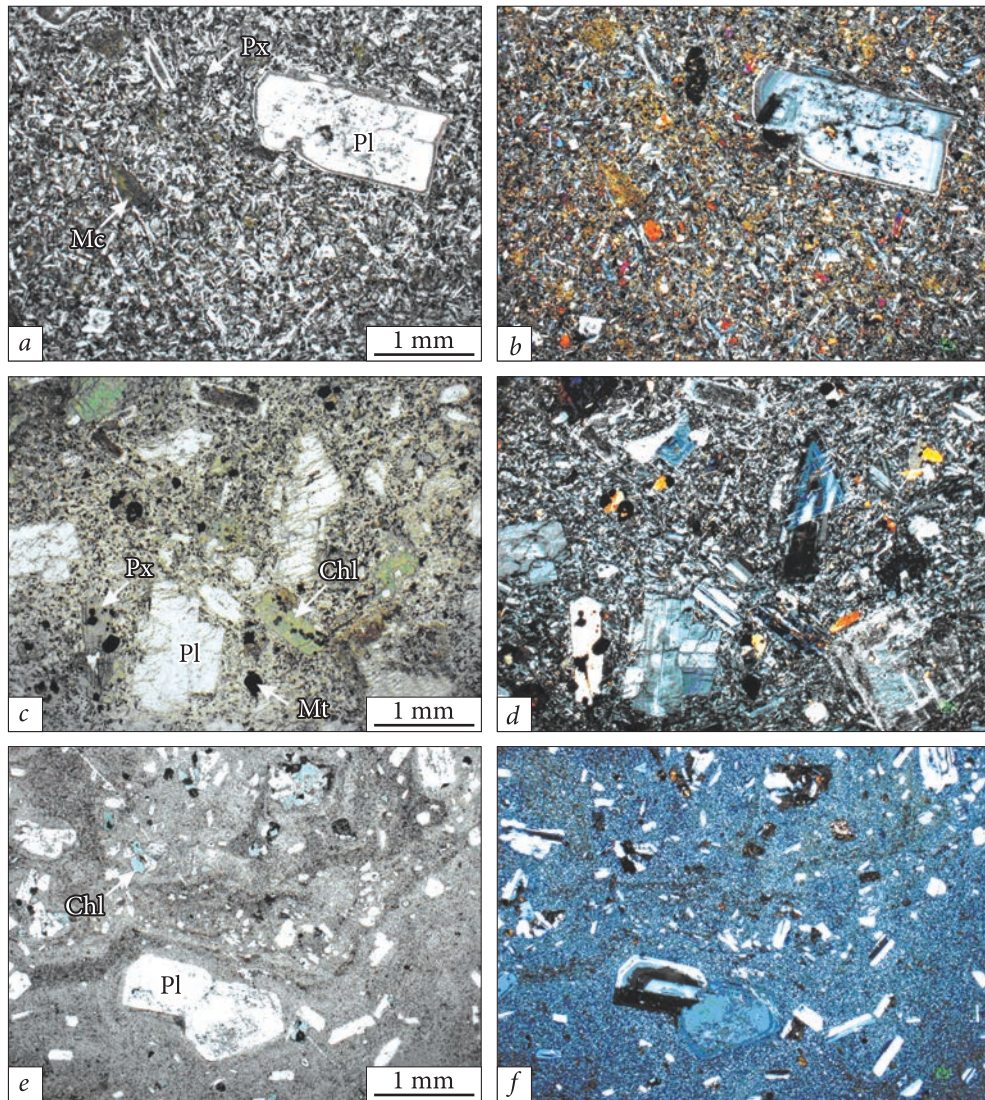


Рис. 3. Зображення шліфів дайкових порід у поляризованому світлі: *a, b* — базальтова дайка, зр. № 9A-2 з о. Барчанс-I; *c, d* — мікродіоритова дайка, зр. № 40A-1 з о. Барчанс-II; *e, f* — дацитова дайка, зр. № 12-1 о. Барчанс-III. Позначки мінералів: Pl — плагіоклаз, Px — піроксен, Mt — магнетит, Mc — Fe-Mg слюда, Chl — хлорит

Fig. 3. Thin sections of the dyke rocks in polarized light: *a, b* — basaltic dyke, sample No. 9A-2 from the Barchans-I Island; *c, d* — microdiorite dyke, sample No. 40A-1 from the Barchans-II Island; *e, f* — dacite dyke, sample No. 12-1 from the Barchans-III Island. Symbols of minerals: Pl — plagioclase, Px — pyroxene, Mt — magnetite, Mc — Fe-Mg mica, Chl — chlorite

Дослідження шліфів під поляризаційним мікроскопом показало, що і базальти, і діабазити наразі мають повнокристалічну структуру та завжди тією чи іншою мірою підлягають постмагматичним змінам (рис. 3). Хоча первинного вулканічного скла у жодному зі зразків не виявлено, але у базальтах зазвичай наявні ймовірні продукти його заміщення. Їхня відносна кількість та морфологічні співвідношення з фенокристами та мікролітами первинно-магматичних мінералів дають змогу ідентифікувати реліктові неповнокристаліч-

ні структури базальтів. Окрім того, у кількох шліфах під мікроскопом виявлено мигдалекам'яну структуру, що водночас з наявністю згаданих продуктів девітрифікації, свідчить про субвулканічний рівень кристалізації магми. Діабазити таких особливостей не мають, тому загалом їхню мікроструктуру можна визначити як типову діабазову.

Стосовно фенокристів плагіоклазу з'ясовано, що як мінімум частина з них є ксеногенними і, напевно, потрапили у базальтову магму з умісних гранітоїдів. Окрім уламкової

форми з ознаками оплавлення на це вказує зворотний характер їхньої зональності. Електронно-мікрозондовий аналіз засвідчив, що ядерні частини плагіоклазових фенокристів мають доволі кислий олігоклаз-андезиновий склад  $Ap_{28-40}$ . Внутрішні частини фенокристів облямовуються вузькими проміжними оболонками, що складаються олігоклазом істотно заму́тненим мікроскопічними ізотропними включеннями. Натомість, зовнішні оболонки плагіоклазових фенокристів є водяно-прозорими і найосновнішими —  $Ap_{54-83}$ . Морфологія границь між зовнішніми оболонками фенокристів та їхніми ксеногенними ядрами вказує на часткову резорбцію останніх. Про контамінованість базальтів гранітоїдним матеріалом також свідчить наявність напівоплавлених ксенокристів кварцу, що нерідко трапляються у досліджуваних шліфах. Такі ксенокристи зазвичай мають уламкову форму з характерними затокоподібними проникненнями ба-

зальтоїдної загальної маси всередину кварцу. Зовні ксенокристи кварцу зазвичай облямовуються тонкими оболонками дрібнокристалічного клінопіроксену. Окрім помітних не озброєним оком фенокристів плагіоклазу, у більшості шліфів базальтів наявні фенокристи безбарвного клінопіроксену, розміром усього 0,3—0,6 мм, які, напевно, є інтрателуричними вкраплениками. Вони мають ідіоморфну короткостовбчасту форму, деякі демонструють прості двійники, а також секторальне двійникування на зразок "піскового годинника". Нормальну магматичну зональність піроксенових фенокристів помітно під оптичним мікроскопом та підтверджено електронно-мікрозондовим аналізом (табл. 1). Ядра фенокристів мають склад авгіту  $Wo_{23-27}En_{55-60}$ . Порівняно з ними периферійні частини піроксенових фенокристів є більш кальцієвими, але менш магнезіальними  $Wo_{41-44}En_{44-47}$ . Про наявність фенокристів ще одного мафічного мінералу, можливо

Таблиця 1. Мікрозондові аналізи піроксенів з базальтової дайки, зразок 38А-1  
Table 1. Electron microprobe analyses of the pyroxenes from the basaltic dyke rock, sample 38A-1

Grain	Phenocryst-1			Phenocryst-2			Phenocryst-3			Microlites		
Point	36	39	40	42	43	44	66	67	68	48	54	61
<i>Weight percents, %</i>												
SiO <sub>2</sub>	52,99	47,5	54,52	54,15	53,48	50,43	49,48	46,59	50,54	49,31	50,11	45,95
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,7	0,12	0,11	0,11	0,21	0,32	0,88	0,2	0,34	0,13	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	6,51	3,71	3,67	3,39	4,08	3,71	6,9	5,41	3,8	3,46	7,53
FeO <sub>tot</sub>	11,37	8,2	9,98	10,65	11,01	8,33	7,57	8,68	10,38	9,42	8,15	10,3
MgO	18,76	15,5	20,56	19,69	20,36	16,75	17,67	15,41	17,21	19,0	17,85	14,25
CaO	12,75	21,59	11,11	11,72	11,66	20,2	21,25	21,54	16,04	18,11	20,31	20,97
Na <sub>2</sub> O	0,15	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—
<i>Formula units on 6 atoms of oxygen</i>												
Ca	0,499	0,864	0,428	0,455	0,454	0,802	0,846	0,865	0,634	0,721	0,807	0,847
Mg	1,022	0,863	1,103	1,062	1,103	0,925	0,979	0,861	0,946	1,053	0,987	0,801
Fe	0,347	0,256	0,3	0,322	0,334	0,258	0,235	0,272	0,32	0,293	0,253	0,325
Ti	0,006	0,02	0,003	0,003	0,003	0,006	0,009	0,025	0,006	0,01	0,004	0,028
Al	0,162	0,286	0,157	0,157	0,145	0,178	0,163	0,305	0,235	0,167	0,151	0,335
Si	1,936	1,774	1,963	1,96	1,943	1,868	1,839	1,747	1,864	1,832	1,859	1,733
Sum	3,983	4,063	3,954	3,959	3,982	4,037	4,071	4,075	4,021	4,076	4,061	4,069
<i>Compounds, %</i>												
Wo	26,7	43,6	23,4	24,7	24,0	40,4	41,1	43,3	33,4	34,9	39,4	42,9
En	54,7	43,5	60,2	57,7	58,3	46,6	47,5	43,1	49,8	50,9	48,2	40,6
Fs	18,6	12,9	16,4	17,5	17,7	13	11,4	13,6	16,8	14,2	12,4	16,5

Примітка: Сумарний уміст петрогенних оксидів нормовано на 100 %.

Note. The total content of petrogenic oxides is normalized to 100%.

олівину, свідчать повні псевдоморфози по ньому. Вони складаються мікролускуватими агрегатами тальку, що пронизані голочками пізнішого актиноліту. До таких псевдоморфоз звичайно тяжіє мікроскопічна вкрапленість хромшпінелідів.

У загальній масі базальтів зберігаються реліктові особливості неповнокристалічних мікролітових структур — інтерсертальної та гіалопелітової. Мікроліти представлені бітовнітовим плагіоклазом  $An_{72-86}$  та клінопіроксеном  $Wo_{35-45}En_{41-51}$ . Лейстоподібні мікроліти плагіоклазу, розміром 0,2—0,4 мм, зазвичай орієнтуються безладно. Хоча у шліфах з ендоконтактних зон загартування, а також усередині найтонших дайок, помічено їхню флюїдальну орієнтацію. В інтерстиціях між лейстами плагіоклазу перебувають короткостовбчасті мікроліти клінопіроксену розміром 0,1—0,2 мм, а також зовсім мікроскопічна вкрапленість рудних мінералів та продукти заміщення вулканічного скла. Рудна мінералізація в описуваних базальтоїдах представлена переважно титаномagnetитом. Ільменіт, хромшпінеліди, пірит і халькопірит виявлено лише у акцесорних кількостях. Серед акцесоріїв також ідентифіковано апатит, циркон і ортит. Постмагматичні продукти заміщення вулканічного скла представлені мікрокристалічними агрегатами Fe-Mg слюд, хлориту та актиноліту. По плагіоклазах може розвиватись вторинний преніт, по піроксенах — актиноліт і карбонати, по титаномagnetиту — лейкоксен і сфен. Сферичні мигдалини, розміром менше 1 мм, яких виявлено в окремих зразках базальтів, мають концентричну зональність з послідовним заповненням первинних порожнин від периферії до центру, спочатку — хлоритом, а потім — кальцитом.

**Дайки мікродіоритів** кайнозойського віку трапляються не так часто, як базальтові. Першим їх описав Elliot (1964) під найменуванням *Tertiary porphyritic augite-microdiorites*. Авторами виявлено та досліджено чотири дайки порфіритових мікродіоритів, які інтродують палеогенові гранітоїди на о-вах Барчанс-II та Барчанс-III. Їхні потужності варіюють від 0,6—0,75 м до 1,7—2,3 м, тобто є більшими, ніж у базальтових дайок. Найтовща мікродіоритова дайка має північно-

західне простягання та залягає субвертикально. Ще три таких дайки характеризуються північно-східним простяганням з субвертикальним чи нахиленим падінням під кутами 65—85° на південний схід або північний захід.

У найсвіжіших зразках мікродіорити мають темно-сіре забарвлення, на тлі якого рівномірно розкидані чисельні фенокристи світло-сірого плагіоклазу. Найтемніше забарвлення спостерігається у ендоконтактних зонах загартування дайкових тіл. Вторинні зміни можуть надавати природним виходам мікродіоритів відносно світлого зеленувато-сірого кольору. Наявність фенокристив плагіоклазу розміром 2—7 мм обумовлює порфіроподібну структуру мікродіоритів. Від базальтів та діабазів мікродіорити відмінні кращою кристалічністю переважно за рахунок більшої кількості фенокристив плагіоклазу, вміст яких може становить до 30—40 %. Водночас зазвичай наявні поодинокі дрібні фенокристи мафічних мінералів, які дещо гірше відмінні на тлі темної дрібнозернистої загальної маси. Мікродіорити можуть також містити спорадичні породні вклучення. Окрім ксенолітів вмісних гранітоїдів, трапляються також вклучення дрібно-середньозернистих суттєво плагіоклазових порід типу діоритів або лейкогабро. Такі вклучення відмінні від гранітних ксенолітів заокругленими обрисами, що наближаються до еліптичних. Їхні розміри становлять 1—10 см. Деякі з них орієнтуються за простяганням мікродіоритової дайки.

У шліфах під поляризаційним мікроскопом мікродіорити виявляють повнокристалічну структуру без будь-яких ознак наявності первинного вулканічного скла та ймовірних продуктів його заміщення. Це дає змогу застосовувати для них номенклатуру гіпабісальних фанеритових порід. Велика кількість порфірових вкраплень та значні варіації їхнього розміру надають мікродіоритам серійно-порфірової структури. Подекуди фенокристи можуть формувати гломеропорфірові скупчення. Припускається, що частина помітних неозброєним оком фенокристив плагіоклазу є ксеногенними. Такі ксенокристи плагіоклазу характеризуються більшими розмірами, уламковою формою,

зворотною зональністю, а також нерівномірними постмагматичними змінами — пелітизацією та серицитизацією. Очевидно, ксеногенне походження мають і агрегатні скупчення хлориту, епідоту й актиноліту, які утворюють повні псевдоморфози по первинних мафічних мінералах, імовірно, — по біотиту та роговій обманці. Подекуди такі псевдоморфози формують великі агрегатні зростки з ксенокристами плагіоклазу. Окрім ксенокристів, мікродіорити завжди містять значну кількість мікроскопічних фенокристів плагіоклазу розміром 0,3—1,0 мм, які є інтрателуричними краплениками. Вони відмінні ідіоморфними обрисами та відносною свіжістю. Електронно-мікрозондовий аналіз показав, що такі мікрофенокристи плагіоклазу мають нормальну магматичну зональність. Для їхніх ядер властивий лабрадорівий склад  $An_{53-68}$ , а в периферійній частині основність поступово зменшується до андезину  $An_{39-43}$ . Нечисленні фенокристи мафічних мінералів у мікродіоритах представлені клінопіроксеном авгітового складу. Його індивіди розміром 0,2—3,0 мм можуть мати

як ідіоморфну довгопризматичну форму, так і уламкову. У шліфах за вимкненого аналізатора фенокристи авгіту є зовсім безбарвними. У схрещених ніколях деякі з них виявляють просте двійникування. Зворотна зональність фенокристів авгіту краще ідентифікується на електронному мікроскопі. За даними мікрозондового аналізу, їхні ядра мають склад  $Wo_{38-42}En_{41-45}$ , натомість тоненькі периферійні оболонки є менш кальцієвими, але магнезійнішими  $Wo_{27-38}En_{45-48}$  (табл. 2). Окрім плагіоклазу та клінопіроксену, у мікродіоритах наявна незначна кількість мікрофенокристів титаномagnetиту. Його ідіоморфні та субідіоморфні індивіди розміром 0,1—0,2 мм можуть траплятись як поодинокі, так і утворювати пойкилітові включення у авгіті. Навколо деяких фенокристів титаномagnetиту розвивається сфен. Загальна маса мікродіоритів має дрібнозернисту інтергранулярну структуру та доволі лейкократовий склад. Вона складається з мікролітів плагіоклазу  $An_{40-55}$ , клінопіроксену  $Wo_{23-36}En_{43-51}$  і титаномagnetиту. Вторинна мінералізація представлена актинолітом,

Таблиця 2. Мікрозондові аналізи піроксенів з мікродіоритової дайки, зр. 40А-1

Table 2. Electron microprobe analyses of the pyroxenes from the microdiorite dyke rock, sample 40A-1

Grain	Phenocryst-1			Phenocryst-2			Phenocryst-3			Microlites		
Point	33	34	35	39	40	41	45	46	47	42	54	59
<i>Weight percents, %</i>												
SiO <sub>2</sub>	50,59	50,73	49,94	49,7	50,29	50,26	50,87	50,42	52,21	50,13	50,67	52,66
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,3	0,6	0,5	0,42	0,12	0,34	0,38	0,37	0,68	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2,45	2,31	2,97	3,1	3,11	2,23	2,48	4,31	4,03	4,03	4,95
FeO <sub>tot</sub>	10,95	10,88	10,58	10,65	10,53	9,26	11,13	10,69	14,89	12,72	13,57	13,7
MgO	15,1	15,36	16,14	15,7	16,3	17,48	14,65	15,61	15,81	15,15	16,77	16,77
CaO	20,12	20,41	20,73	20,13	19,29	19,47	21	20,46	12,21	17,61	14,28	11,38
<i>Formula units on 6 atoms of oxygen</i>												
Ca	0,808	0,821	0,835	0,811	0,772	0,776	0,846	0,823	0,485	0,707	0,57	0,447
Mg	0,844	0,859	0,905	0,879	0,908	0,969	0,822	0,873	0,873	0,847	0,931	0,917
Fe	0,343	0,341	0,333	0,335	0,329	0,288	0,35	0,336	0,462	0,399	0,423	0,42
Ti	0,007	0,005	0,009	0,017	0,014	0,012	0,003	0,01	0,011	0,01	0,019	0,015
Al	0,132	0,108	0,103	0,131	0,136	0,136	0,099	0,11	0,188	0,178	0,177	0,214
Si	1,896	1,903	1,878	1,868	1,879	1,869	1,913	1,892	1,935	1,88	1,887	1,932
Sum	4,03	4,037	4,063	4,059	4,038	4,05	4,033	4,044	3,968	4,021	4,007	3,945
<i>Compounds, %</i>												
Wo	40,5	40,6	40,3	40	38,4	38,2	41,9	40,5	26,6	36,2	29,6	25,1
En	42,3	42,5	43,7	43,4	45,2	47,7	40,7	43	48	43,4	48,4	51,4
Fs	17,2	16,9	16,1	16,5	16,4	14,2	17,3	16,5	25,4	20,4	22	23,5



хлоритом і кварцом. В акцесорних кількостях також наявні ільменіт, апатит і сфен.

**Дайку дациту**, яка належить до кайнозойських дайкових утворень Аргентинських островів, виявлено та описано вперше. Зазначимо, що три перших зразки дацитів ідентифіковано авторами публікації [8], які займалися петрографічним вивченням колекції П.О. Буртного. За усним повідомленням останнього, зазначені зразки відібрано у 2004 р. з дайки "порфіриту", що перетинала гранітоїди у східній частині о. Барчанс-III. У 2020 р. цю дайку знайшли та дослідили О. Митрохин і В. Бахмутов. З'ясовано, що вона залягає поруч з раніше виявленою дайкою мікродіориту та має спільне з нею північно-східне простягання. Від більшості інших кайнозойських дайок Аргентинських островів описувана дацитова дайка відмінна доволі непостійною товщиною. У роздувах товщина інтрузії збільшується до 20—25 см, а у місцях перетискання зменшується до 2—5 см. За простяганням її простежено на відстані 50 м. Виміряні елементи залягання такі: азимут простягання 15°, падіння південно-східне під кутом 65°. У напрямку на південний захід дайка зникає під сніговим покривом, на північному сході уривається на лінії узбережжя. На кількох ділянках інтрузивне тіло переривається, але далі продовжується знову. Границі з умісними гранітоїдами є різкими. Їхні прямолінійні обриси ускладнюються ділянками з хвилястою конфігурацією та апофізами. Внутрішня будова дацитової дайки є зональною з дещо світлішою осьювою частиною та темнішими ендоконтактними зонами загартування мінливої товщини. Загалом описуваний дацит має незвичайне, як для фельзичних порід, темно-сіре забарвлення. Світліші фенокристи плагіоклазу, занурені у щільну афанітову загальну масу, надають йому порфірову структуру. За зовнішнім виглядом дацит можна помилково прийняти за андезит або андезибазальт. Фенокристи плагіоклазу розміром 2—4 мм розподілені неоднорідно. На одних ділянках їхній уміст збільшується до 25—30 %, на інших — зменшується до 10—15 %. Окрім цього, дацит може містити породні вclusions, представлені мікродіоритами. Вивчення шліфів показало, що дацити мають повнокрис-

талічну структуру та найбільш лейкокративний склад серед усіх досліджуваних дайкових порід. Загальна маса дациту складена мікрористалічним фельзитовим матеріалом, який є продуктом девітрифікації кислого вулканічного скла. Первинна структура дациту вочевидь була вітрофіровою. Як у випадку з описаними базальтовими дайками, це вказує на субвулканічний рівень застигання магми. Схожість з кислими вулканітами підкреслюється своєрідною флюїдальною текстурою фельзитового матеріалу. В одному ніколі спостерігається чергування звивистих смугструменів, що відмінні між собою забарвленням, обумовленим відмінністю у кількісному вмісті пілоподібних включень мафічних мінералів. Фенокристи представлені майже виключно плагіоклазом. За розміром та морфологічними особливостями серед них розрізняють дві групи. Найбільші фенокристи плагіоклазу  $An_{34-80}$  відмінні за явними ознаками оплавлення та дроблення. Їм притаманні утворення агрегатних зростків, плямиста зональність, неоднорідний розвиток вторинної серицитизації. Усе перелічене вказує на їхнє ксеногенне походження, вочевидь вони потрапили у дацитову магму з умісних гранітоїдів або інших порід. Натомість, мікрофенокристи плагіоклазу  $An_{39-73}$  є інтателуричними вкраплениками. Їхній розмір становить 0,5—1,0 мм, обриси ідіоморфні або субідіоморфні. Вони виявляють правильнішу пряму концентричну зональність та менше підлягають вторинним змінам. Первинних мафічних фенокристів у дацитах немає, але у незначній кількості наявні своєрідні хлоритові агрегати з включеннями епідоту та сфену, які можуть бути псевдоморфозами по слюдах та амфіболах. Не виключено, що ці агрегатні скупчення також потрапили у дацитову магму з умісних гранітоїдів. Окрім них трапляються поодинокі ідіоморфні або субідіоморфні зерна сфену розміром 0,1—0,3 мм. Фельзитовий матеріал, який формує загальну масу дациту, складається мікрористалічним агрегатом кварцу та польових шпатів, у якому неоднорідно розсіяні мікроскопічні лусочки Fe-Mg слюд та хлориту. За допомогою електронно-мікророзондового аналізатора у складі загальної маси додатково ідентифіковано акцесор-

ні кількості апатиту, сфену, титаномагнетиту, магнетиту, ільменіту та піриту.

Включення мікродіоритів, які трапляються у описуваних дацитах, мають невеликі розміри — від 1—3 см до зовсім мікроскопічних. Форма таких включень напівоплавлена з різними межами без помітних неозброєним оком приконтартових змін. На тлі дацитів вони виокремлюються завдяки світлішому забарвленню та дрібнокристалічній структурі. Лише подекуди в них можуть траплятися поодинокі фенокристи плагіоклазу розміром

1—2 мм. У шліфах мікродіоритові включення характеризуються нерівномірною зернистою повнокристалічною структурою. Фенокристи серицитизованого плагіоклазу місцями формують гломеропорфірові скупчення. Загальна маса мікродіориту має доволі лейкократовий склад. Її основний об'єм формують безладно орієнтовані лейстоподібні індивіди плагіоклазу. В їхніх інтерстиціях розташовані ксеноморфні зерна рогової обманки або частіше — мікролускуваті агрегати хлориту. У другорядних та акцесорних кількостях

Таблиця 3. XRF аналізи кайнозойських дайкових порід Аргентинських островів  
Table 3. XRF analyses of the Cenozoic dyke rocks on the Argentine Islands

Rock	Basaltic dykes							Microdiortite dykes			Dacite dyke	
Sample	10A-1	9A-2	0612	0614	0611	0610	38A-1	124A-3	124A-2	40A-1	12-1	12-2
<i>Weight percents, %</i>												
SiO <sub>2</sub>	50,37	51,19	51,31	51,51	51,52	51,54	51,57	54,45	56,76	57,08	65,26	67,87
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,74	0,73	0,77	0,76	0,78	0,72	0,81	0,86	0,84	0,55	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	15,43	16,03	16,23	16,45	16,24	15,39	15,60	16,81	16,23	13,93	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,23	8,73	10,21	9,49	9,82	10,32	8,58	8,01	8,37	7,85	4,85	3,77
MnO	0,37	0,19	0,46	0,24	0,38	0,42	0,23	0,16	0,17	0,13	0,08	0,07
MgO	7,77	7,29	7,53	7,50	7,13	6,84	7,75	3,79	3,46	3,91	2,09	1,96
CaO	7,71	8,35	8,10	9,09	8,61	7,97	8,48	5,93	6,93	6,79	3,55	3,84
Na <sub>2</sub> O	1,97	2,11	1,64	2,01	1,98	1,78	2,06	3,45	3,59	3,48	2,98	3,87
K <sub>2</sub> O	1,90	1,71	2,13	2,10	1,24	1,87	2,10	1,15	1,12	0,89	2,56	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13	0,11	0,15	0,19	0,14	0,14	0,14
S	0,05	0,03	—	—	—	—	0,04	0,01	—	0,01	0,03	0,03
Cl	0,02	0,02	—	—	—	—	0,03	0,02	—	0,02	0,05	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,38	—	—	—	—	0,34	1,30	—	0,24	0,48	0,34
LOI	1,67	1,99	1,67	0,81	1,93	2,06	1,30	2,40	—	1,24	1,78	1,25
Sum	98,60	98,27	99,94	99,88	99,96	99,94	98,72	97,22	98,26	98,86	98,33	98,77
<i>Concentration, ppm</i>												
Ni	65	69	—	—	—	—	72	24	9	23	14	17
Sr	297	323	—	—	—	—	327	385	422	385	354	361
Rb	107	92	—	—	—	—	120	50	26	40	105	65
Ba	158	153	—	—	—	—	138	308	317	284	1134	185
Th	3	2	—	—	—	—	3	3	1.6	2	2	3
U	—	2	—	—	—	—	—	—	0.5	—	4	6
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	2	2
La	3	8	—	—	—	—	4	16	13	11	11	22
Ce	8	12	—	—	—	—	8	25	28	17	30	43
Nd	5	9	—	—	—	—	8	6	16	10	10	11
Zr	50	51	—	—	—	—	51	98	116	100	133	136
Y	18	17	—	—	—	—	16	26	23	26	22	22
Pb	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	75	26
Cu	16	54	—	—	—	—	78	50	27	40	7	9
Zn	143	125	—	—	—	—	88	106	40	68	74	65
Ga	16	15	—	—	—	—	17	19	17	18	14	13

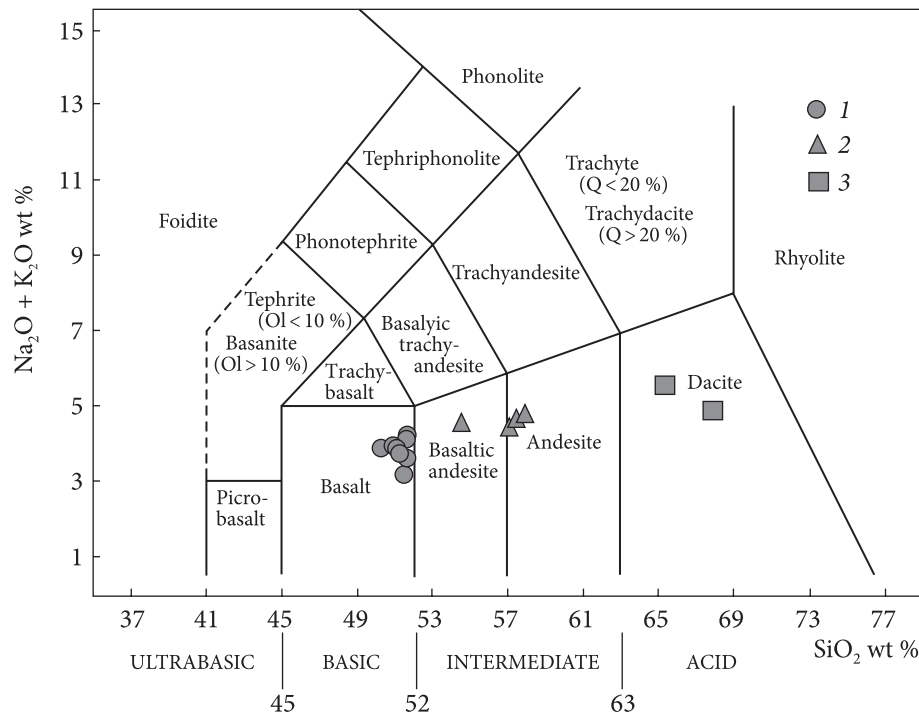


Рис. 4. Кайнозойські дайки Аргентинських островів на класифікаційній діаграмі TAS: 1 — базальтові дайки; 2 — мікродіоритові дайки; 3 — дацитова дайка

Fig. 4. Cenozoic dykes of the Argentine Islands on the TAS diagram: 1 — basaltic dykes; 2 — microdiorite dykes; 3 — dacite dyke

тях наявні сфен, епідот та непрозорі мінерали. На межі з умісним дацитом включення мікродіориту можуть бути частково дезінтегровані, а окремі лейсти плагіоклазу затягнені у фельзитову масу. Жодних інших ознак реакційної взаємодії не виявлено.

**Особливості хімічного складу кайнозойських дайок Аргентинських островів.** Хімічний склад досліджених зразків дайкових порід охарактеризовано у табл. 3. XRF аналізи виконано у лабораторії ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка, аналітики — А.В. Андреев та В.В. Загородній. Окрім них, автори використали три аналізи з публікацій [1, 5], що виконувалися за допомогою методу "мокрої" хімії. На діаграмі TAS видно, що кайнозойські дайкові породи Аргентинських островів формують дискретні угруповання в межах класифікаційних полів базальтів, андезитів і дацитів (рис. 4). Цілком можливо, що за наявності більшої кількості проаналізованих зразків, можна б було виявити еволюційні геохімічні тренди між середніми та кислими дайковими породами. Стосовно ба-

зальтових дайок, то їхні геохімічні особливості ставлять під сумнів комагматичність з мікродіоритами та дацитами.

**Базальтові дайки** характеризуються підвищеним вмістом  $\text{SiO}_2$ , тому їхні фігуративні точки концентруються поблизу межі класифікаційного поля базальтів з базальтоїдними андезитами. Більшість з них належать до кварц-нормативних толеїтів. Поодинокі олівін-нормативні зразки містять багато нормативного гіперстену, тобто є лише незначною мірою недосиченими кремнеземом олівіновими толеїтами. Уміст  $\text{MgO}$ , навіть у кварц-нормативних різновидах, помітно перевищує значення, що властиві для островодужних базальтів, наближаючись до притаманного для примітивніших базальтів серединно-океанічних хребтів (MORB). Можливо, що підвищена кремнеземистість базальтових дайок обумовлюється контамінацією матеріалом умісних гранітоїдів. На перший погляд, така контамінація могла б пояснити й високий вміст  $\text{K}_2\text{O}$  у базальтових дайках. Варто врахувати, що вмісними породами для досліджуваних дайок є гранодіорити, які міс-

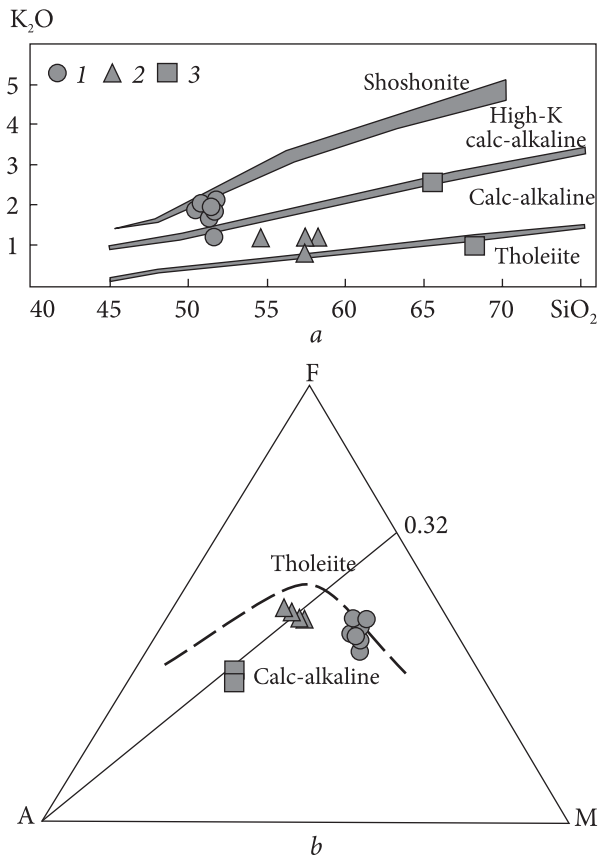


Рис. 5. Кайнозойські дайки Аргентинських островів на класифікаційних діаграмах  $SiO_2 - K_2O$  (a) та AFM (b): 1 — базальтові дайки; 2 — мікродіоритові дайки; 3 — дацитова дайка

Fig. 5. Cenozoic dykes of the Argentine Islands on  $SiO_2 - K_2O$  (a) and AFM diagram (b): 1 — basaltic dykes; 2 — microdiorite dykes; 3 — dacite dyke

тять 9—13 % калішпату. Вміст  $K_2O$  в них становить лише 2—2,7 %, що незначно перевищує значення, які зафіксовано у базальтових дайках. Виключаючи ймовірність потрапляння значних об'ємів такого контамінанту у базальтову магму, варто припустити іншу причину збагачення калієм досліджуваних дайкових порід. За співвідношенням  $SiO_2/K_2O$  базальтові дайки мали б належати до висококалієвої вапнисто-лужної серії. Щоправда, на класифікаційній діаграмі AFM вони розташовуються на лінії поділу між вапнисто-лужною та толеїтовою серіями (рис. 5).

За даними XRF аналізів, концентрація Ni у кайнозойських базальтових дайках варіює у межах 65—72 ppm. Це помітно більше, ніж в островодужних базальтах, але менше, ніж у базальтах MORB. Уміст K та інших LIL-елементів набагато перевищує притаманний для

базальтів MORB. Натомість, концентрації багатьох HFS-елементів наближаються до MORB або, навіть, є дещо меншими. Підвищені відносно MORB концентрації мають лише Th та Ce, на тлі яких яскраво виявлена негативна аномалія Nb та Ta (рис. 6). Рідкісноземельні елементи у базальтових дайках характеризуються сумарним умістом, що у 18—20 разів перевищує хондритові з помітним переважанням легких лантанодів над важкими.

**Мікродіоритові дайки** містять очікувано більше  $SiO_2$ , ніж базальтові. Відповідно, на діаграмі TAS вони потрапляють у класифікаційні поля андезитів і базальтоїдних андезитів. Незалежно від умісту кремнезему, під час перерахунків їхніх хімічних аналізів на CIPW норми, отримуються значущі кількості нормативного кварцу. Загалом закономірно, що мікродіорити характеризуються меншою основністю нормативного плагіоклазу, а також меншим умістом нормативних піроксенів, порівняно з базальтами. Уміст  $K_2O$  у мікродіоритових дайках також значно менший, ніж у базальтових. Це не лише суперечить можливому впливу контамінації вмісних гранітоїдів, але й ставить під сумнів комагматичність мікродіоритових дайок з базальтовими. Згідно з діаграмами  $SiO_2/K_2O$  та AFM, мікродіорити належать до вапнисто-лужної серії. Показово, що відношення  $MgO/MgO + FeO^*$  у мікродіоритах є значно меншим, ніж у базальтах, хоча у послідовних диференціатах вапнисто-лужної серії воно мало бути майже постійним. Концентрації Ni у мікродіоритових дайках становлять 23—24 ppm, тобто є втричі меншими ніж у базальтах. Натомість, для більшості несумісних елементів, навпаки, властиві концентрації, які помітно перевищують значення, що виявлено у базальтових дайках. Тим не менше, двома винятками є K та Rb, уміст яких у мікродіоритових дайках є меншими, ніж у базальтових. На нормованих до MORB спайдердіаграмах розподілу несумісних елементів мікродіорити, як і базальти, демонструють різке накопичення LIL-елементів відносно HFS-елементів, а також негативну аномалію Nb і Ta. Розподіл рідкісних земель має такі ж особливості, як і у базальтових дайках, але їхня сумарна концентрація є більш ніж у 1,5 рази вищою.

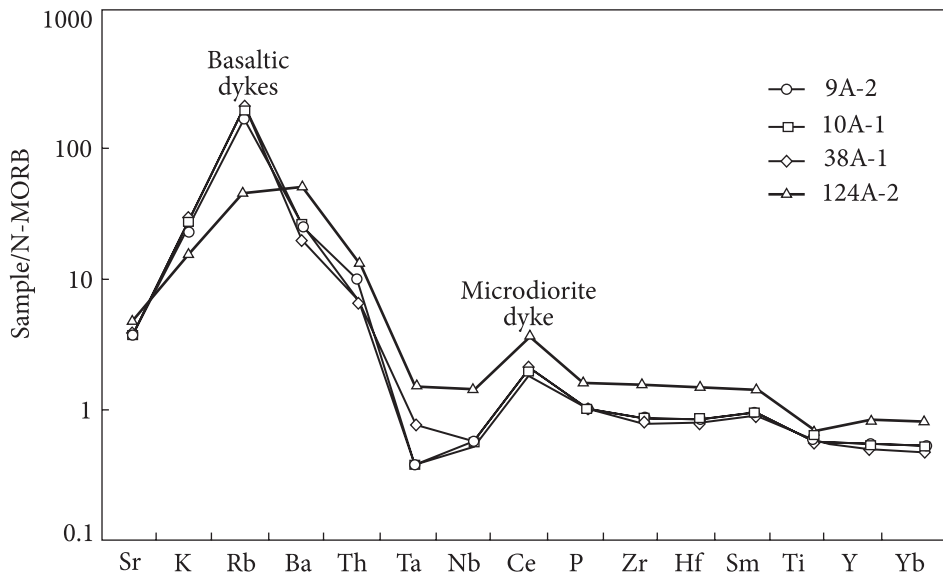


Рис. 6. Нормована на базальт COX діаграма розподілу мікроелементів у кайнозойських дайках Аргентинських островів

Fig. 6. N-MORB normalized trace element diagram for Cenozoic dykes of the Argentine Islands

**Дацитову дайку** наразі представлено лише двома XRF аналізами, що було виконано за двома найпредставницькими зразками. На діаграмі TAS вони розташовуються у класифікаційному полі дацитів. Невелика різниця у вмісті мафічних мінералів проявлена у тому, що лейкократовіший зразок дациту містить більше  $\text{SiO}_2$  та  $\text{Na}_2\text{O}$ . Розрахунок CIPW демонструє, що у цьому зразку більший вміст нормативного кварцу та плагіоклазу, натомість основність плагіоклазу є меншою. Досить незвичним є те, що для більш лейкократового зразку дациту визначено вкрай малий вміст  $\text{K}_2\text{O}$ , який є навіть менший, ніж у мікродіоритів і базальтів. Тому на відповідній діаграмі він потрапляє не у вапнисто-лужне, а у толейтове поле. А ось відношення  $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}^*$  у ньому принципово не відмінне від іншого зразка дациту, а також від мікродіоритів. Тому на трикутнику AFM дацити та мікродіорити розташовуються поблизу коноди з  $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}^* = 0,32$ . Натомість, базальтові дайки значно віддалені від цієї коноди у бік магнезіальніших магм. Концентрації Ni у дацитовій дайці наближаються до межі визначення за допомогою XRF аналізу. Розподіл несумісних елементів має певну специфіку. Уміст HFS-елементів є максимальним серед

усіх досліджуваних зразків. Натомість, концентрації LIL-елементів є проміжними між виявленими у базальтових та мікродіоритових дайках.

**Обговорення результатів.** Дослідження наймолодших дайкових утворень Аргентинських островів відкриває ще одну майже не вивчену сторінку в історії розвитку периферійно-континентального магматичного поясу Антарктичного півострова. Прийнято вважати, що магматична активність у цьому районі Західної Антарктики майже повністю припинилася у палеогені, коли у процесі поступового затухання субдукції завершилося формуванням Батоліту Антарктичного півострова і більша частина цієї території перетворилася на пасивну континентальну окраїну. Сучасні ж прояви вулканізму на островах Десепшен, Пінгвін і Бриджмена пов'язують з процесами задугового спредінгу, що наразі розвивається у тилловій частині досі активної Південно-Шетландської дуги. Щодо потужних роїв мафічних дайок, то, незважаючи на те, що частина з них беззаперечно інтродує орогенні плутони гранітоїдів, діоритів та габроїдів, дослідники не схильні ці гіпабісальні дайкові утворення відмежовувати за часом формування від Батоліту Антарктичного півострова [7, 10].

Отримані нами результати дають підстави вважати, що магматична активність у цьому районі не припинялася, щонайменше, до кінця міоцену. Аг-Аг датування гранітоїдів Барчанс-Фордж дало палеоценове значення —  $60,9 \pm 0,8$  млн рр. [2], яке приймається авторами як час формування гранітоїдів на абісальному рівні вкорінення. Геологічні умови залягання кайнозойських дайок указують на те, що їхнє формування відбувалося значно пізніше за вмісні гранітоїди. Безсумнівно, усі досліджувані дайки є пост-плутонічними тріщинними інтрузивами, які сформувалися після повної закристалізації та подальшого охолодження вмісних гранітоїдів. До того ж щонайменше частина кайнозойських дайок має петрографічні особливості субвулканічних порід. Беручи до уваги імовірний для гранітоїдів абісальний рівень застигання 5—7 км, а також звичайну для субвулканічних утворень глибину застигання — менше 0,2 км, мусимо визнати, що вкоріненню кайнозойських дайок Аргентинських островів передував значний період здіймання та ерозії. Саме ці процеси призвели до повної ексгумації гранітоїдного масиву Барчанс-Фордж. Час ексгумації можна визначити за даними [6], що виконали термохронметричні дослідження гранітоїдів Антарктичного півострова та прилеглих островів. Зокрема, датування апатитів з верхньокрейдяних гранітоїдів о. Пітерман засвідчило, що закриття U-Th/He ізотопної системи відбулося у міоцені —  $11,1 \pm 0,9$  млн рр. тому, за температури 50—70 °С. Саме це датування слід інтерпретувати як вік ерозійного розкриття гранітоїдних масивів у районі Аргентинських островів. Тому можна стверджувати, що субвулканічні дайкові породи інтродували у гранітоїди не раніше цього часу, тобто у неогеновий або, навіть, у четвертинний період. Нагадаємо, що верхня вікова границя формування кайнозойських дайок визначається за перекриванням їх четвертинними льодовиковими відкладами. Щоправда, не можна відкинути варіант, що та частина кайнозойських дайок, яка має петрографічні особливості гіпабісальних порід, могла інтродувати у процесі ексгумації вмісних гранітоїдів, тобто в інтервалі часу між застиганням гранітоїдів на абісальному

рівні 61 млн рр. тому та їхнім виходом на денну поверхню 11 млн рр. тому.

Наразі з'ясовано, що кайнозойські дайкові породи Аргентинських островів можуть мати основний, середній і кислий склад. Можна припустити, оскільки дайки мікродіоритів є гіпабісальними утвореннями, то вони інтродували ще до повної ексгумації гранітоїдів, тобто за часом вкорінення є давнішими за дайки базальтів та дацитів. Вікові співвідношення базальтів з дацитами потребують додаткових досліджень, зокрема — ізотопного датування. Тим не менше, зараз варто звернути увагу та той факт, що мікродіорити та дацити мають деякі особливості речовинного складу, які можуть свідчити про їхній генетичний зв'язок. Зокрема, вони є типовими представниками вапнисто-лужної серії та загалом, імовірно, пов'язані між собою як спільним джерелом магмогенерації, так і єдиним геотектонічним процесом затухаючої субдукції, що призвела до їхнього формування. Інша справа з найрозповсюдженішими серед досліджених дайкових утворень базальтовими дайками. Їхній речовинний склад є проміжним між толеїтовою та вапнисто-лужною серіями, що ставить під сумнів комагматичність базальтів з мікродіоритами та дацитами. Імовірний аналог поза межами території досліджень — *high-LILE* толеїти, які описано [10] у південно-західній частині Землі Греяма та північно-західній частині Землі Палмера. Можливим поясненням специфіки речовинного складу базальтових дайок є коро́ва контамінація. Одними з можливих контамінантів є вмісні гранітоїди. Але їхній вплив на речовинний склад базальтових дайок не пояснює усі геохімічні особливості останніх, тому це питання потребує подальших досліджень.

**Висновки.** 1. Магматична активність у районі Аргентинських островів не припинялася, щонайменше, до кінця міоцену. У цей час процеси орогенного здіймання призвели до ерозійного розкриття палеогенового гранітоїдного масиву Барчанс-Фордж. Тектонічна ексгумація останнього супроводжувалася вкоріненням роїв дайок різного складу та рівня глибинності.

2. Кайнозойські дайки базальтів і діабазів найрозповсюдженіші на досліджуваній тери-

торії. Щонайменше більша частина з них є субвулканічними тріщинними інтрузіями, які сформовані після повної ексгумації уміщуючих гранітоїдів, не раніше міоцену (<11 млн рр. тому). Імовірно, це один з наймолодших проявів магматизму в регіоні. За особливостями речовинного складу базальтові дайки займають проміжне положення між *high-LILE* толеїтами та вапнисто-лужною серією. Можливий вплив корової контамінації на склад базальтових дайок потребує додаткових досліджень.

3. Кайнозойські дайки мікродіоритів за поширенням поступаються базальтовим. Це тріщинні гіпабісальні інтрузиви, які сформувалися у процесі тектонічної ексгумації гранітоїдів Барчанс-Фордж в інтервалі часу 61—11 млн рр. Мікродіорити є типовими представниками орогенної вапнисто-лужної серії. Їхня магомгенерация може бути пов'язана з субдукційними процесами.

4. Знахідка лише однієї дацитової дайки засвідчує рідкісність проявів кислого магматизму у кайнозойський час. Подібно до ба-

зальтів, це субвулканічна тріщинна інтрузія, яка сформувалася після ексгумації уміщуючих гранітоїдів. Приналежність до вапнисто-лужної серії та інші особливості речовинного складу не виключають комагматичність дацитів з мікродіоритами.

5. Виявлені мінералого-петрографічні та геохімічні особливості кайнозойських дайкових порід Аргентинських островів можуть застосовуватись під час вирішення завдань розчленування та кореляції дайкових утворень у регіоні.

*Дослідження здійснювалося 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-ї, 23-ї та 24-ї Українських антарктичних експедицій за підтримку польових робіт. Значний внесок у проведення геологічних маршрутів внесли М. Старинець, В. Храпач, В. Ситов, Ю. Отруба та І. Дикий.*

## ЛІТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В., Ганоцкий В.И. Геохимические особенности дайковых пород островов архипелага Арджентайн и прилегающей части Антарктического полуострова (Западная Антарктида). *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018. **64**, № 3. С. 270—293. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-3-270-293>
2. Бахмутов В.Г., Гладкочуб Д.П., Шпира В.В. Возрастная позиция, геодинамическая специфика и палеомагнетизм интрузивных комплексов западного побережья Антарктического полуострова. *Геофиз. журн.* 2013. **35**, № 3. С. 3—30.
3. Гаврилів Л.І. Кайнозойські дайки Аргентинських островів (Західна Антарктида): склад, умови утворення та геологічні співвідношення: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2019. 20 с.
4. Митрохин О.В., Бахмутов В.Г., Марущенко О.Л., Андреев О.В., Хлонь О.А. Петрографія, мінералогія та потенційна рудоносність гранітоїдів Барчанс-Фордж (Аргентинські острови, Західна Антарктика). *Мінерал. журн.* 2020. **42**, № 2. С. 32—42. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.032>
5. Elliot D.H. The petrology of the Argentine Islands. *British Antarctic Survey Sci. Rep.* 1964. № 41. 31 p.
6. Guenther W.R., Barbeau D.L., Reiners P.W., Thomson S.N. Slab window migration and terrane accretion preserved by low-temperature thermochronology of a magmatic arc, northern antarctic peninsula. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2010. **11**, № 3. P. 1—13. <https://doi.org/10.1029/2009GC002765>
7. Leat P.T., Scarrow J.H., Millar I.L. On the Antarctic Peninsula Batholith. *Geolog. Mag.* 1995. **132**, № 4. P. 399—412. <https://doi.org/10.1017/S0016756800021464>
8. Mytrokhyn O., Gavryliv L., Bakhmutov V. Neogene-Quaternary magmatic activities in the region of Ukrainian Antarctic Station "Akademik Vernadsky". *XII Int. Sci. conf.* (Kyiv, 13—16 Novem.). Kyiv: In-te of continuing education T. Shevchenko Nat. Univ. Kyiv, 2018. 4 p.
9. Rex D.C. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsular. *Bull. British Antarctic Survey*. 1976. № 43. P. 49—58.
10. Scarrow J.H., Leat Ph.T., Wareham C.D., Millar I.I. Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental-margin batholith: a record of arc evolution. *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. **131**. P. 289—305. <https://doi.org/10.1007/s004100050394>

Надійшла 11.05.2022

REFERENCES

1. Artemenko, G.V. and Ganotskiy, V.I. (2018), *Arctic and Antarctic Research.*, Vol. 64(3), pp. 270-293 [in Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-3-270-293>
2. Bakhmutov, V.G., Gladkochub, D.P. and Shpyra, V.V. (2013), *Geophys. Journ.*, Vol. 35, No. 3, Kyiv, pp. 3-30 [in Russian].
3. Gavryliv, L.I. (2019), *Cenozoic dykes of the Argentine Islands (West Antarctica): composition, conditions of the formation and geologic relationships*, Abstract of Ph.D. dis. geol. sci., Kyiv, 20 p. [in Ukrainian].
4. Mytrokhyn, O.V., Bakhmutov, V.G., Marushchenko, O.L., Andreyev, O.V. and Khlon, O.A. (2020), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 42, No. 2, pp. 32-45 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.032>
5. Elliot, D.H. (1964), *British Antarctic Survey Sci. Rep.*, No. 41, 31 p.
6. Guenther, W.R., Barbeau, D.L., Reiners, P.W. and Thomson, S.N. (2010), *Geochem., Geophys., Geosyst.*, Vol. 11, No. 3, pp. 1-13. <https://doi.org/10.1029/2009GC002765>
7. Leat, P.T., Scarrow, J.H. and Millar, I.L. (1995), *Geolog. Mag.*, Vol. 132, No. 4, pp. 399-412. <https://doi.org/10.1017/S0016756800021464>
8. Mytrokhyn, O., Gavryliv, L. and Bakhmutov, V. (2018), *XII Int. Sci. conf.*, Kyiv, 13-16 Novem., In-te of continuing education Kyiv T. Shevchenko Nat. Univ., Kyiv, 4 p.
9. Rex, D.C. (1976), *Bull. British Antarctic Survey*, No. 43 pp. 49-58.
10. Scarrow, J.H., Leat, Ph.T., Wareham, C.D. and Millar, I.I. (1998), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 131, pp. 289-305. <https://doi.org/10.1007/s004100050394>

Received 11.05.2022

O.V. Mytrokhyn, DrSc (Geology), Prof.  
Kyiv Taras Shevchenko National University  
Educational-scientific institute "Institute of Geology"  
90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022  
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-6269-0092>

L.I. Gavryliv, PhD (Geology)  
Comenius University, Faculty of Natural Sciences  
3278/6, Ilkovičova Karlova Ves, Bratislava, Slovakia, 841 04  
E-mail: liubomyr.gavryliv@uniba.sk; <https://orcid.org/0000-0001-9239-2520>  
V.G. Bakhmutov, DrSc (Geology), Prof., Head of Department  
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine  
32, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142  
E-mail: bakhmutovvg@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-3804-9953>

PETROLOGY OF CENOZOIC DYKES ON THE ARGENTINE ISLANDS  
(WILHELM ARCHIPELAGO, WEST ANTARCTICA)

Dyke swarms that intrude Paleogene granitoids of the Argentine Islands near the Ukrainian Antarctic Station "Akademik Vernadsky" were studied. The field relations and mineralogical, petrographical and geochemical properties of the dykes allow their relative geological age and the geodynamic conditions to be clarified. The magmatic activity in the study area did not cease, at least until the end of the Miocene when the processes of orogenic uplift led to the erosive exposure of the Paleogene granitoids of the Barchans-Forge Massif. Tectonic exhumation of the latter was accompanied by the intrusion of dykes of different compositions at different depths. Cenozoic basalt and diabase dykes are the most common. Most are subvolcanic fractured intrusions formed after the complete exhumation of the host granitoids, which ended by the Miocene (11 Ma). The basaltic dykes are probably one of the youngest representatives of magmatism in the region. They have an intermediate position between high-LILE tholeiites and the calc-alkaline series. However, the nature of contamination of the basaltic dykes by crustal rocks requires additional research. Cenozoic microdiorites dykes are rarer than basaltic ones. They are hypabyssal fractured intrusions formed during the tectonic exhumation of the Barchans-Forge granitoids between the beginning of the Paleocene and the end of the Miocene (61-11 Ma). The microdiorites belong to the orogenic calc-alkaline series and they could be related to subduction processes. The discovery of only one dacite dyke indicates the rarity of acid magmatism during the Cenozoic period. It occurs as a fractured intrusion and formed after the exhumation of the host granitoids. The dacite dyke belongs to the calc-alkaline series, which, along with other compositional properties, suggests that dacite and microdiorite dykes are comagmatic.

*Keywords:* Antarctic, petrology, dykes.