

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 55+551.22+552.3

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.95.01>

О. Митрохин¹, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net;
В. Бахмутов^{2,3}, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: bakhmutovvg@gmail.com;
А. Алексєєнко¹, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: scr315@gmail.com;
Т. Митрохина¹, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: tanussa@ukr.net;
О. Марущенко¹, студ.,
E-mail: lesymarush@gmail.com;

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, Київ, 03022, Україна;

²Інститут геофізики ім. С. І. Субботина НАН України,
просп. Академіка Палладіна, 32, Київ, 03680, Україна;

³Національний антарктичний науковий центр

**ІНТРУЗИВНО-МАГМАТИЧНІ УТВОРЕННЯ
АРХІПЕЛАГУ ВІЛЬГЕЛЬМА ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИКИ
(ЧАСТИНА 1 – ІНТРУЗИВИ ГАБРОЇДІВ, ДІОРИТІВ ТА ГРАНІТОЇДІВ)**

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Архіпелаг Вільгельма та прилегле узбережжя Землі Греяма є типовими районами розвитку вапняно-лужного магматизму, пов'язаного з тривалою еволюцією магматичного поясу Антарктичного півострова. Автори дослідили інтрузивно-магматичні утворення архіпелагу Вільгельма (АВ) з метою охарактеризувати їх географічну поширеність, умови залягання, геологічний вік та мінералого-петрографічні особливості. У результаті виконаної геологічної зйомки з'ясовано, що на АВ поширені інтрузиви габроїдів, діоритів та гранітоїдів. Завдяки процесам тектонічного підняття та ексумації на одному рівні сучасного ерозійного зрізу можуть відслонюватися як апікальні, так і придонні частини окремих інтрузивних тіл. Новітні геологічні дослідження вказують на те, що різновікові плутони перетинають один одного у складній послідовності. Це дало можливість визначити їх відносний геологічний вік та реконструювати загальну спрямованість розвитку глибинного магматизму від ранньої крейди до раннього палеогену включно. Доведено, що найдавніші масиви габроїдів є частинами значно більших інтрузивних тіл. Вони сформувалися у часовому проміжку між юрським та ранньокрейдяним періодами. Кристалізаційна диференціація базитових магм надала їм розширеної різного масштабу. У донних частинах габроїдних інтрузивів існували умови для формування Fe-Ti-V та Cu-Ni-EPG зруденіння. Діоритові та гранітоїдні інтрузиви займають на АВ набагато більші площі порівняно з габроїдами. Формування діоритових інтрузивів відбулося у часовому проміжку між ранньою крейдою та раннім палеогеном. Хоча найдавніші габроїди утворилися значно раніше діоритів, явища магматичного змішування в останніх вказують на те, що магми базитового та середнього складу могли й синхронно інтродувати у спільні магматичні камери. Гранітоїдний магматизм АВ охоплює пізньокрейдяний та палеогеновий періоди. Більшість гранітоїдних інтрузивів АВ сформувалися у палеоцені після головної фази орогенічних деформацій. Саме із цими інтрузивами може бути пов'язана Cu-Mo мінералізація.

Ключові слова: геологія, вапняно-лужний магматизм, Антарктичний півострів.

Вступ. Архіпелаг Вільгельма та Аргентинські острови, на яких розташовується Українська антарктична станція "Академік Вернадський" (УАС), є частинами периферійно-континентального магматичного поясу Антарктичного півострову (Jourdan et al., 2020). У геологічній будові цієї території значну роль відіграють "неметаморфізовані" магматичні породи інтрузивного походження (Burton-Johnson and Riley, 2015). Численні плутони габроїдів, діоритів та гранітоїдів у складній послідовності інтродують один одного та споріднені з ними вулканогенні товщі, формуючи багатозонний Батоліт Антарктичного півострова (Leat et al., 1995). На відміну від більш доступної північної кінцівки Антарктичного півострова, геологічна вивченість його території між 65° південної широти та південним полярним колом залишається набагато гіршою (Riley et al., 2011). Значна частина цієї території припадає на Берег Греяма, півострів Київ та прилеглі острови архіпелагу Вільгельма – район, який наразі досліджують українські геологи. Попередню середньомасштабну геологічну зйомку тут було виконано у 1957–58 рр. (Curtis, 1966). Фрагментарність побудованої геологічної карти та її неоднорідна забезпеченість фактичним матеріалом пояснюється вкрай несприятливими умовами виконання польових робіт. Сотні дрібних островів та морських скель, значні

акваторії шхерного мілководдя не обстежені промірами глибин, складна льодова обстановка, відсутність великомасштабних топографічних карт – такими й досі лишаються умови проведення геологічних досліджень у районі УАС. Тим не менше, у 2017 р. сезонний заїгн 22-ї Української антарктичної експедиції розпочав виконання великомасштабних геологічних зйомок на архіпелазі Вільгельма та сусідньому узбережжі півострова Київ. Зазначені роботи тривають і досі. Стратиграфію району УАС описано у попередній авторській публікації (Mytrokhyn and Bakhmutov, 2019). З'ясовано, що стратифіковані утворення архіпелагу Вільгельма представлені вулканогенними товщами юрсько-крейдяного віку, які обмежено поширені на частині Аргентинських островів, а також на островах Ялур, Ховгаард та Бус. Метою даної роботи було охарактеризувати прояви інтрузивного магматизму на архіпелазі Вільгельма. Перша частина роботи присвячена інтрузивним утворенням плутонічної фації: габроїдам, діоритам та гранітоїдам.

Фактичний матеріал, методи та результати досліджень. Польові дослідження на архіпелазі Вільгельма здійснили О. Митрохин та В. Бахмутов під час сезонних робіт 22-, 24- та 25-ї Українських антарктичних експедицій, що виконувались у 2017, 2019 та 2020 рр. відповідно.

Отриманий фактичний матеріал включав первинну документацію геологічних спостережень, фотографії відслонень, маршрутні карти, колекцію геологічних зразків та супровідні каталоги. Методику польових досліджень охарактеризовано у роботі (Mytrokhyn and Bakhtmutov, 2019). Камеральну обробку польових матеріалів виконували співробітники ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка та Інституту геофізики імені С.І. Субботина НАН України. Зокрема, О. Митрохин та В. Бахмутов здійснили обробку польової документації, дешифрування космознімків та матеріалів магнітометричних зйомок. Петрографічні дослідження виконали О. Митрохин, О. Маруценко та Т. Митрохіна. Зразки гірських порід досліджувалися у прозорих

петрографічних шліфах з використанням поляризаційних мікроскопів МП-7 та ПОЛАМ РР-1. Рудну та акцесорну мінералізацію досліджували А. Алексєєнко та О. Маруценко під керівництвом О. Митрохіна. Спеціально підготовлені прозора-поліровані шліфи вивчалися на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-202М, оснащеному енергодисперсійним рентгенівським спектрометром "Link systems". Для складання геохронологічної схеми (рис. 1) автори використали дані попереднього ізотопного датування інтрузивно-магматичних утворень архіпелагу Вільгельма (Bakhtmutov et al., 2013; Pankhurs, 1982; Rex, 1976; Ryan, 2007; Tangeman et al., 1996; Zheng et al., 2018).

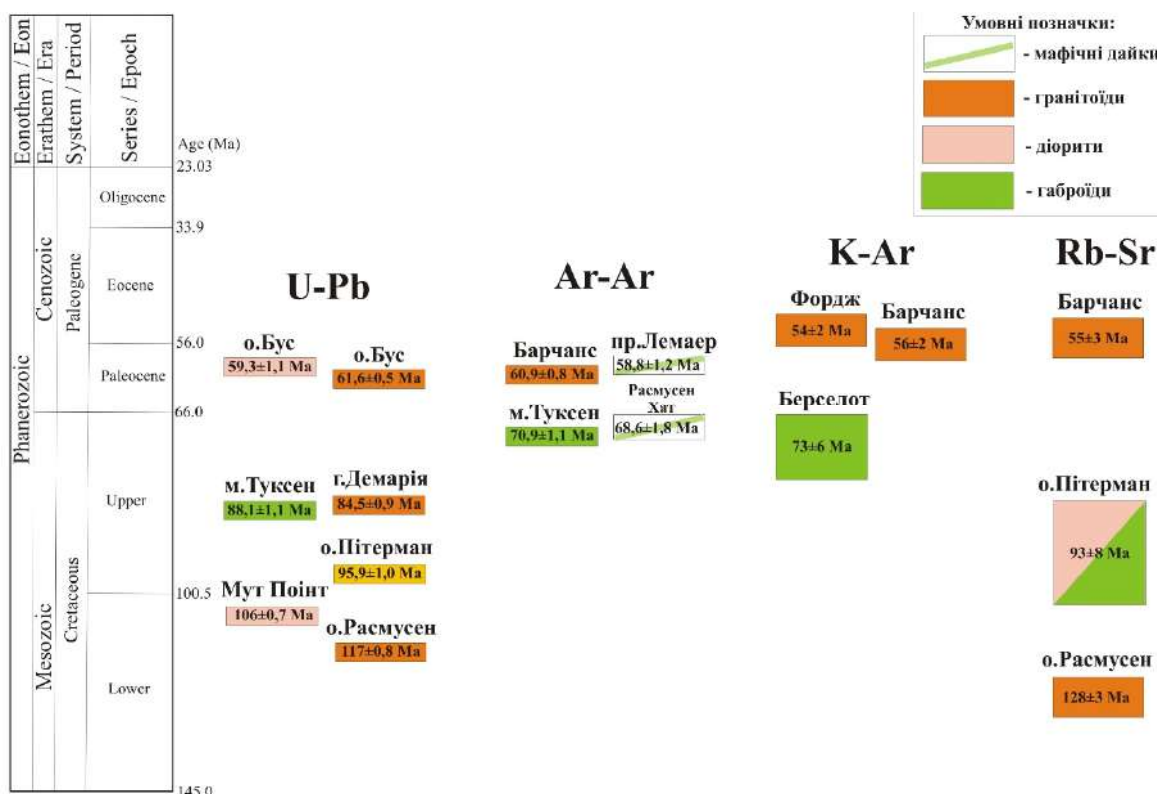


Рис. 1. Геохронологія інтрузивно-магматичних утворень архіпелагу Вільгельма та найближчого узбережжя півострова Київ. Дані U-Pb, Ar-Ar, K-Ar Rb-Sr ізотопного датування запозичені з публікацій (Bakhtmutov et al., 2013; Pankhurs, 1982; Rex, 1976; Ryan, 2007; Tangeman et al., 1996; Zheng et al., 2018)

У результаті виконаних досліджень було отримано нові дані про географічну поширеність, умови залягання, геологічний вік, петрографічне різноманіття, особливості речовинного складу та рудоносність інтрузивно-магматичних утворень архіпелагу Вільгельма. З'ясовано, що на досліджуваній території найбільше поширені плутонічні інтрузиви діоритового та гранітоїдного складу. Габроїдні інтрузиви значно поступаються їм за площами поширення. Вік окремих плутонів змінюється від раньокрейдяного до палеогенового включно. Габроїдні та діоритові інтрузиви звичайно є давнішими за гранітоїди. Вікові ж співвідношення між габроїдами та діоритами більш складні. В одних випадках вони виявляють ознаки магматичного змішування, тобто застигали майже одночасно. В інших – діорити інтродують повністю закристалізовані габроїди.

Габроїдні інтрузиви архіпелагу Вільгельма представлені численними габроїдними тілами, що виявлені на островах Пітерман, Анаграм, Берселот, Ховгаард, Веддель, Рока, Крулс, а також на сусідньому материковому

узбережжі півострова Київ у районі заток Веддінгтон Бей та Жирард Бей (рис. 2).

Жодне з відомих габроїдних тіл не вдалося оконтурити з усіх боків, оскільки їх геологічні границі в багатьох місцях лежать нижче рівня моря або ж закриті перманентним снігом та льодом. Тому дані про їх розміри є неповними і тільки опосередковано можуть бути оцінені за даними магнітної зйомки, а морфологічні особливості лишаються здебільшого нез'ясованими. Напевно, що усі досліджені тіла являють лише невеликі оголені частини значно більших інтрузивних масивів, занурених під сучасний рівень вод моря Белінсгаузена або похованих під льодовиковими покривами (рис. 3а).

За геологічними даними, формування габроїдних інтрузивів відбулося у часовому проміжку між нагромадженням юрської вулканогенної товщі півострова Київ та формуванням гранітоїдів верхньокрейдяного віку. Найхарактернішою особливістю внутрішньої будови та речовинного складу габроїдних інтрузивів архіпелагу Вільгельма є розшарованість різного масштабу, яка має

первинно-магматичне походження. Нинішнє стрімке та вертикальне залягання шаруватості пов'язане з регіональними тектонічними деформаціями, яких зазнали консолідовані габроїдні інтрузиви внаслідок субдукційних процесів, що відбувалися в Західній Антарктиці аж до початку палеогенового періоду. Петрографічні особливості габроїдів свідчать про значний розвиток процесів

кристалізаційної диференціації первинних базитових магм. Виходячи з цього, а також за результатами вивчення рудної мінералізації габроїдів, у донних частинах досліджуваних інтрузивних тіл прогнозується залягання ультрамафітових кумулатів імовірно піроксеніт-перидотитового складу, з якими може бути пов'язане Fe-Ti-V або Cu-Ni-EPG зруденіння.

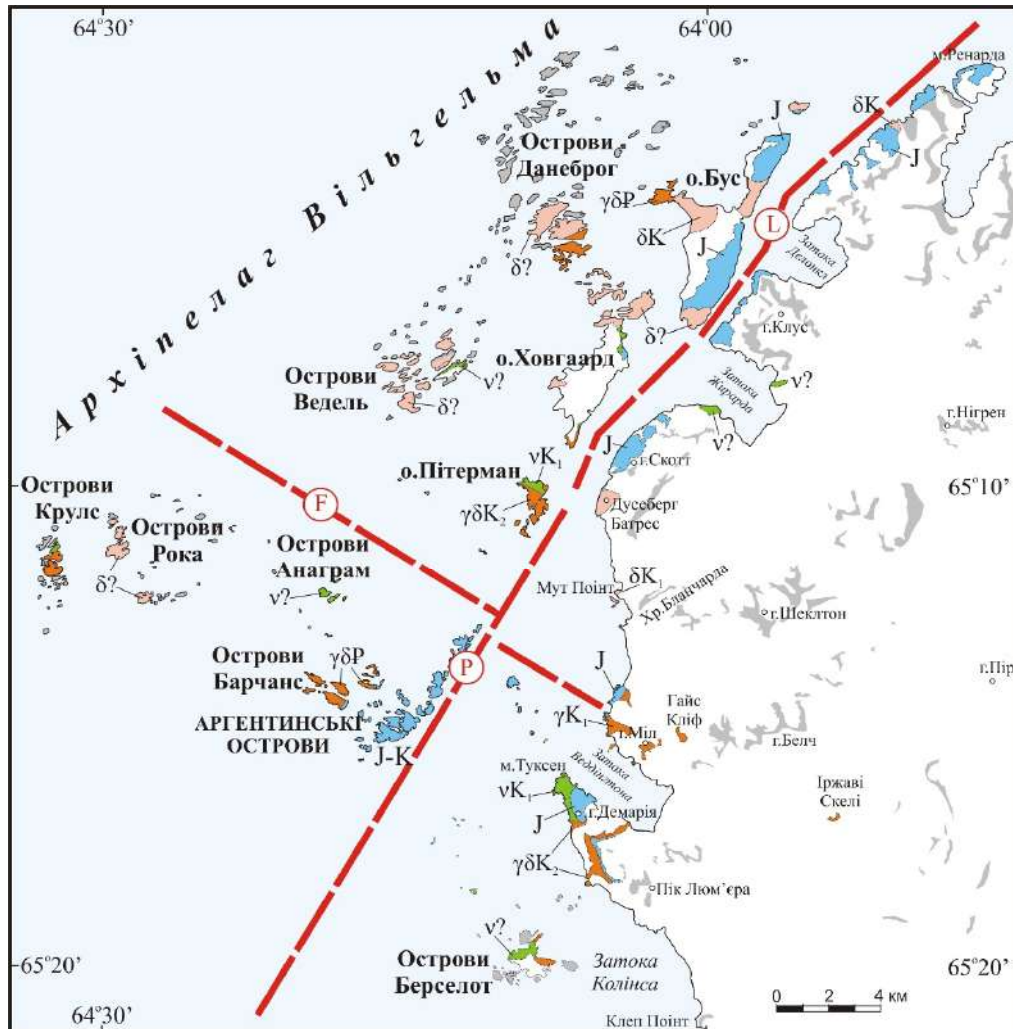


Рис. 2. Геологічна карта району архіпелагу Вільгельма та найближчого узбережжя півострова Київ.
 Умовні позначення: 1 – вулканогенні товщі півострова Київ та Аргентинських островів;
 2 – габроїдні інтрузиви раньокрейдяного (vK_1) та нез'ясованого ($v?$) віку; 3 – діоритові інтрузиви раньокрейдяного (δK_1) та нез'ясованого ($\delta?$) віку; 4 – гранітоїдні інтрузиви раньокрейдяного (γK_1), пізньокрейдяного ($\gamma\delta K_2$) та палеогенового ($\gamma\delta P$) віку;
 5 – неідентифіковані виходи гірських порід; 6 – регіональні розломи у протоках Лемаєр (L), Пенола (P) та Френч (F).
 Карта складена О. Митрохином, крім авторських даних використані матеріали (Curtis, 1966)

Габроїдна інтрузія острова Пітерман (ГІП) відслонюється в північній частині острова (рис. 3а). Загальна площа закартованих виходів габроїдів становить 0,2 км². Вони формують стрімкі схили на північному узбережжі острова, а також його найбільшу височину Clauton Hill. У північному напрямку габроїди занурюються під рівень моря, глибини якого між Пітерманом та сусіднім о. Ховгард сягають 70–80 м. На півдні ГІП зрізається пізньокрейдяною гранітоїдною інтрузією. U-Pb ізотопний вік останньої сягає 96±1 млн років (Bakmutov et al., 2013). Перманентний снігово-льодовий покрив частково

закриває інтрузивний контакт між гранітоїдами та габроїдами. Тим не менше у цілій низці відслонень можна побачити його північно-західне простягання, з падінням, що змінюється від субвертикального до північно-східного. У ході польових спостережень встановлено, що площина контакту орієнтується незгідно щодо елементів залягання шаруватості у габроїдах. На більш давній геологічний вік ГІП також вказують численні гранітоїдні жили у габроїдах, а також присутність габроїдних ксенолітів у гранітоїдах. Зазначені геологічні співвідношення з гранітоїдами дозволяють обмежити верхню вікову

границю формування ГП згадуваним вище пізньокрейдяним значенням U-Pb ізотопного віку гранітоїдної інтрузії о. Пітерман. Нижня вікова межа для габроїдів лишається нез'ясованою. Імовірно, вік габроїдів не давніший за юрську вулканогенну товщу півострова Київ, виходи якої слугують рамою для габроїдних інтрузивів на сусідньому материковому узбережжі. Дві генерації мафічних дайок інтродують габроїди ГП (рис. 3b). Догранітні дайки габро-порфіритів зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації сумісно із вмисними габроїдами. Постгранітні діабазові дайки зазнали локальних гідротермально-метасоматичних змін. В окремих відслоненнях габроїди ГП виявляють первинну магматичну розшарованість, що має ритмічно-градаційний модальний характер. Кожний ритм завтовшки від 2–5 до 10 см складається з мезократового та лейкократового кумулатів, які поступово переходять один в одного за рахунок збільшення вмісту плагіоклазу щодо мафічних мінералів. Зокрема вміст плагіоклазу варіює від 50–60 % до 90 % або й більше. Межі між сусідніми ритмами є прямолінійними, доволі різкими без біляконтактних змін. Потужності сусідніх ритмів майже однакові, витримані за простяганням. Проте зустрічаються ділянки з лінзоподібно-шаруватою будовою, де окремі габроїдні прошарки поступово виклинюються по простяганням. Шаруватість звичайно залягає субвертикально або зі стрімким

падінням на південний захід під кутами більше 75°. Простягання шаруватості північно-західне з азимутами $A_{pr}=330-355^\circ$. Навіть на поруч розташованих ділянках шаруватість може орієнтуватись "перехресно". Генеральне північно-західне простягання шаруватості може свідчити про подальше-продовження габроїдного тіла у цьому напрямку нижче рівня моря. Петрографічний склад ГП представлений амфіболовими габро, габро-норитами та анортозитами. Амфіболові габро є найпоширенішими. Це темно-сірі явнокристалічні середньозернисті породи з реліктовою гіпідіоморфнозернистою кумулятивною структурою. Їх головні породотвірні мінерали – основний плагіоклаз та амфіболи. По плагіоклазу подекуди розвиваються вторинні серицит та сосюрит. Амфіболи представлені роговою обманкою та актинолітом. Зелена рогова обманка заміщує первинний клінопіроксен, який зустрічається в ній у вигляді реліктових зерен. Сама ж рогова обманка може заміщуватися волокнистим агрегатом актиноліту. Крім серициту, сосюриту та амфіболів, вторинне походження мають біотит, хлорит, епідот та кварц. В окремих відслоненнях виявлено північно-західне простягання вторинних хлоридів міді. Рудна мінералізація габроїдів представлена магнетитом, ільменітом, піритом, халькопіритом та сфалеритом. Серед акцесоріїв діагностовано хлор-апатит, сфен та циркон.

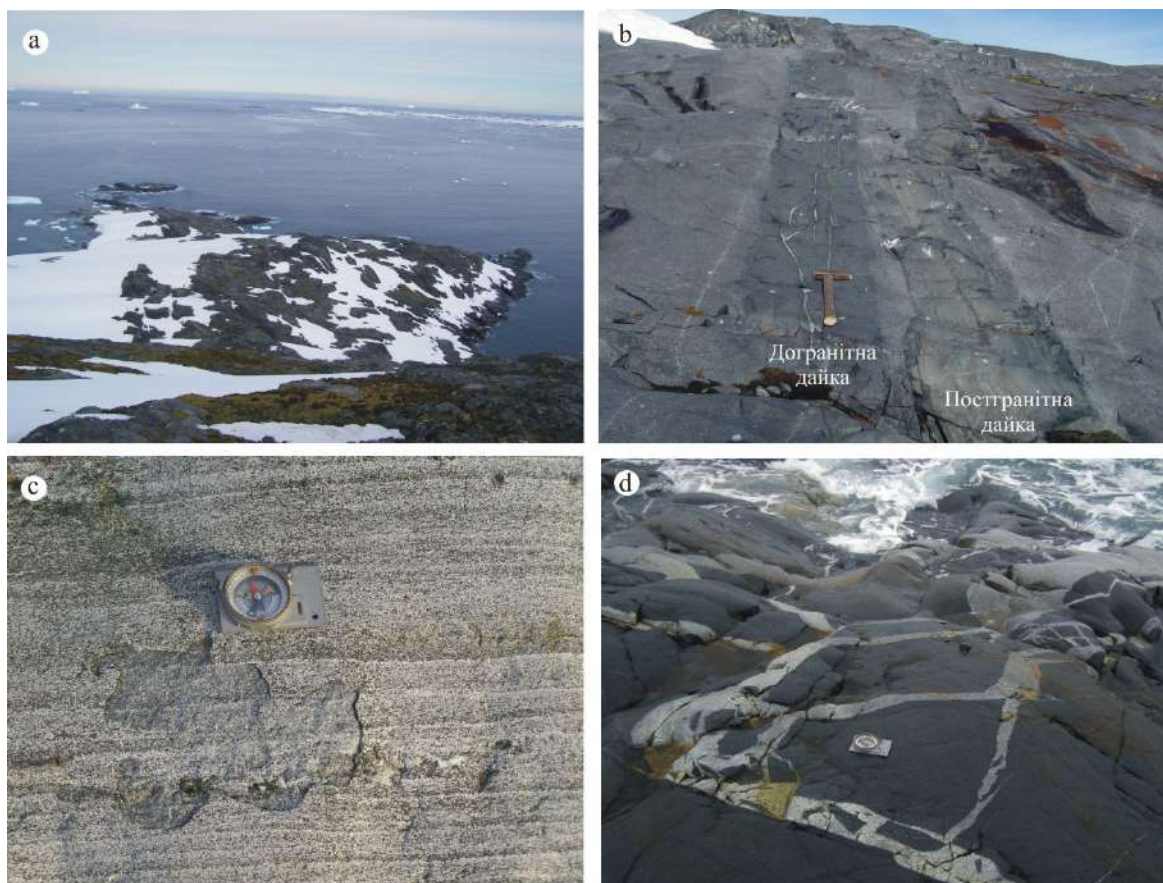


Рис. 3. Умови залягання габроїдних інтрузивів архіпелагу Вільгельма:

а – виходи габроїдів о. Пітерман з півночі обмежуються лінією узбережжя, а в напрямку на південь закриті під снігово-льодовиковим покривом; б – габроїди о. Пітерман інтродуються двома різновіковими мафічними дайками; с – магматична розшарованість у габроїдах о. Анаграм-III; д – габроїди о. Ноб ін'єкуються сіткою гранітоїдних жил

Габроїдна інтрузія островів Анаграм (ГІА) відслонюється на острові Ноб та щонайменше на трьох сусідніх безіменних островах з групи Анаграм. Габроїди формують

більшу частину обстеженої території островів Анаграм. Лише в північно-східній частині острова Анаграм-II вони контактують з інтрузією більш молодих гранітоїдів. Хоча

невеликі гранітоїдні жили перетинають габроїди в багатьох інших місцях (рис. 3d). У прибережній зоні островів габроїди звичайно занурені під рівень моря. Перманентний сніг та лід частково вкривають південні та центральні частини найбільших островів. Загальна площа закартованих корінних виходів габроїдів становить 0,13 км². Центральна та південно-східна частини о. Ноб, а також островів Анаграм-II та Анаграм-III складаються зовнішньо масивними габроїдами. Але вздовж північного узбережжя о. Ноб та по всій протяжності о. Анаграм-III габроїди виявляють магматичну розшарованість (рис. 3с). Смуга розшарованих габроїдів має сумарну протяжність більше 1 км при горизонтальній потужності близько 200 м. Шаруватість залягає субвертикально з генеральним простяганням на північний-схід – $\text{Apr}=50\text{--}60^\circ$. Найбільш характерною є паралельна шаруватість ритмічно-градаційного модального типу. Елементарні прошарки мають потужності від 1–2 до 8–10 см. Відносно різка підшва кожного такого прошарку ідентифікується за суттєвим збагаченням мафічними мінералами аж до утворення меланократових та ультрамафічних кумулатів. У напрямку покрівлі елементарного прошарку вміст мафічних мінералів поступово зменшується, натомість зростає вміст плагіоклазу та поступово збільшується зернистість. Відповідно, біля покрівлі прошарку формується крупнозернистий лейкократовий кумулят аж до утворення анортозиту. Лейкократовий кумулят також має різку границю з наступним елементарним прошарком, в межах якого описувана картина має повторюватись. Зазначений характер шаруватості дозволяє визначати взаємне розташування покрівлі та підшви габроїдного тіла. Щоправда, габроїди з паралельною ритмічно-градаційною шаруватістю не мають суцільного поширення. Такий "простий" тип шаруватості може ускладнюватись складками сковзання та троговими структурами, які свідчать про мобільність кристалічного осаду під час застигання магматичної камери. Складки являють собою невеликі синеклізи протяжністю не більше кількох метрів. Шаруватість тут має лінзоподібний характер, потужності габроїдних шарів поступово збільшуються у напрямку замкової частини складки. Трогові структури мають форму протяжних та звивистих жолобів, що заповнюються шаруватими габроїдами. Шаруватість у таких трюгах є косою або перехресною з ознаками часткового розмивання та нагромадження нової пачки шаруватих габроїдів на поверхні розмиву. Ці особливості також дають можливість визначати положення підшви та покрівлі габроїдного тіла. Нарешті, крім макроскопічної шаруватості, у габроїдах Анаграм виявлено й приховану розшарованість. Остання проявляється у закономірній зміні мінерального складу порід та хімізму породотвірних мінералів при переході від розшарованих габроїдів до масивних. Авторські дослідження довели, що розшаровані габроїди первинно складали придонну частину інтрузії, сучасне ж положення її покрівлі прогнозується у південно-східному напрямку. Мікроскопічні спостереження виявляють директивні текстури шаруватих габроїдів з плоско-паралельною орієнтацією кумулятивних мінеральних зерен. Петрографічне різноманіття гірських порід ГІА включає: амфіболіві габро, габро-норити, олівінові габро, анортозити та піроксеніти (олівінові вебстерити). Як і на острові Пітерман, найбільше поширені амфіболіві габро. Розвиток зеленої рогової обманки, актиноліту, біотиту, хлориту, епідоту та кварцу тут також пов'язаний з метаморфічними процесами. Проте ступінь збереження первинно-магматичних мафічних мінералів у габроїдах Анаграм є кращим. Так,

в них відносно добре зберігаються як моноклінний, так і ромбічний піроксени, подекуди також – олівін та керсутит. Рудна мінералізація представлена Ti-V магнетитом, ільменітом, піритом та халькопіритом. Характерними акцесорними мінералами є хлор-апатит та сфен.

Діоритові інтрузиви архіпелагу Вільгельма займають набагато більші площі порівняно з габроїдами (див. рис. 2). Інтрузивні породи діоритового складу поширені на островах Бус, Плено, Ховгаард, Данебrog, Ведель та Рока. Крім того, розрізнені виходи діоритів відомі на сусідньому узбережжі "мейнленду" в районі Дусеберг-Батресс та Мут Поїнт, а також у затоці Ведінгтон Бей. У петрографічному складі діоритових інтрузивів ідентифіковані діорити, кварцові діорити та кварцові монцодіорити. Найбільш поширеними є кварцові діорити. Слід зазначити, що у попередніх петрографічних описах (Curtis, 1966) ці породи визначалися як "тоналіти". Згідно з прийнятою тоді класифікацією, тоналітами називали кварц-плагіоклазові плутонічні породи з вмістом кварцу >10 %, лужного польового шпату <10 %. U-Pb ізотопне датування цирконів з діоритів Мут Поїнт засвідчило їх ранньокрейдянський вік (Tangeman et al., 1996). Ранньопалеогенове датування, яке нещодавно було отримано (Zheng et al., 2018) для кварцових діоритів о. Бус, напевно є омолодженням. Тому наразі можна обговорювати лише відносний геологічний вік окремих діоритових інтрузивів Архіпелагу Вільгельма. Наприклад, на тому ж острові Бус авторами описаний інтрузивний контакт діоритів з юрською вулканогенною товщею півострова Київ, самі ж діорити інтродуються палеогеновими гранітоїдами.

Діоритова інтрузія острова Бус (ДІБ) фрагментарно відслонюється на кількох ділянках. Власне на о. Бус протяжні виходи кварцових діоритів закартовані на узбережжях затоки Порт Шарко. Зокрема, вони складають значну частину примітного субширотного мису, що обмежує Порт Шарко з півдня, а також простежені вздовж північно-західних схилів вершини Вандел Пік до абсолютної відмітки 430 м (рис. 4а).

Кварцовими діоритами також складена вузька перемичка, яка поєднує північну та центральну гористі частини острова, відокремлюючи Порт Шарко від протоки Лемера. Можливо, до цієї ж інтрузії належать виходи кварцових діоритів в крайній південній частині о. Бус, а також на сусідніх островах Плено та Ховгаард. Загальна площа закартованих на острові Бус виходів ДІБ перевищує 2 км². Найкраще досліджені кварцові діорити, які відслонюються в межах примітного субширотного мису в західній частині острова. Це сірі явнокристалічні середньозернисті породи. З огляду на доволі темну окраску та мезократовий склад, їх можна прийняти за габроїди. Мафічні вclusions різного розміру та форми надають діоритам о. Бус такситової будови. На ділянці з координатами 65°3'56,3"S; 64°01'22,2"W спостерігається ендоконтактна зона діоритової інтрузії, яка далі на схід контактує з юрською вулканогенною товщею. Діорити на цій ділянці дуже насичені ксенолітами, що місцями утворюють справжню еруптивну брекчію. Серед ксенолітів переважають темно-сірі дрібнозернисті породи, що напевно є ороговикованими вулканітами основного або середнього складу. Місцями вони виявляють нечітку дрібношарувату текстуру. У деяких ксенолітах погано проявлена грубоуламкова пірокластична структура. Розміри ксенолітів звичайно коливаються від 2–3 до 10–20 см, деякі сягають перших метрів. Більшість з них мають гострокутну форму з різкими обмеженнями. Хоча зустрічаються і частково оплавлені. З боку вмісної породи навколо ксенолітів може спостерігатися вузька

переривчаста кайма, яка складається більш лейкократовим матеріалом. Окремі ксеноліти перетинаються прожилками такого ж матеріалу. У просторовому розподілі ксенолітів виявлено певну неоднорідність. Найнасиченіша ксенолітами зона має меридіональне простягання. У межах цієї зони є смуги завширшки 1–2 м, де вміст ксенолітів не менший ніж вміст умісної породи. У таких смугах умісна порода може мати флюїдальну будову, яка визначається чергуванням тонких переривчастих смуг з різною світлістю забарвлення, а також субпаралельною орієнтацією ксенолітів. На схід насичена ксенолітами зона занурюється під рівень моря. Тим не менше, огляд ще більш східних берегових відслонень показав, що там залягають вулканіти, які представлені лапільовими туфами з проверстками андезитових лав. Натомість на захід від описуваної ендоконтактової зони кількість ксенолітів швидко зменшується аж до повного зникнення. Нарешті, у пункті з координатами 65°3'57,5"S; 64°01'49,6"W діорити перетинаються більш молодшою гранодіоритовою інтрузією (рис. 4b-с). Площина контакту різка, нахилена на північний схід у бік діоритів під кутом 25°, азимут простягання 350°. З боку гранодіоритової інтрузії спостерігається ендоконтактова зона товщиною біля 1 м, яка складається рожевим смугастим апліт-пегматоїдним гранітоїдом. Його смугастість обумовлена

чергуванням смуг дрібнозернистого аплітовидного, середньозернистого та грубозернистого гранітоїдного матеріалу. У діориті спостерігається вузька, екзоконтактова зона освітлення. Крім того, поблизу від контакту він ін'єкується гранітоїдною жилкою, завтовшки 12 см, яка також має зональну будову. Її осьова зона складена аплітоподібним гранітом, призальбандові зони – гранодіоритом. Нижня гранодіоритова зона є більш потужною порівняно з верхньою. Згідно з даними U-Pb ізотопного датування (Zheng et al., 2018), гранодіоритова інтрузія о. Бус має ранньопалеогеновий вік $61 \pm 0,5$ млн років. Натомість значення U-Pb ізотопного віку цирконів з кварцових діоритів, $59,3 \pm 1,1$ млн років, вочевидь є омолодженим, оскільки проба для датування відбиралася неподалік від описуваного контакту з гранодіоритовою інтрузією. Головним петрографічним представником ДІБ є кварцові діорити. Під мікроскопом вони демонструють гіпідіоморфнозернисту структуру, в якій плагіоклаз виявляє ідіоморфізм щодо кварцу та мафічних мінералів. Серед останніх головну роль відіграють рогова обманка та біотит. Fe-Ti оксиди мають другорядне значення. Незначно розвинена вторинна мінералізація, яка представлена серицитом, хлоритом та актинолітом. Серед акцесорних мінералів ідентифіковано апатит, епідот, ортит, сфен та циркон.



Рис. 4. Умови залягання діоритових інтрузивів архіпелагу Вільгельма:

a – виходи діоритів в затоці Порт Шарко на о. Бус; b-с – діорити о. Бус інтродуються гранодіоритами палеогенового віку; d – mafic magmatic enclaves в діоритах о. Рока-IV

Діоритову інтрузію островів Рока (ДІР) виявлено під час польових робіт 2019 р. На раніш опублікованих геологічних картах та в петрографічному нарисі (Curtis, 1966) помилково зазначено, що острова Рока складаються габроїдами. Наразі з'ясовано, що як мінімум на трьох найбільших островах цієї групи: Рока-I, Рока-II та Рока-IV, а також на острові Локатор, значно поширені

гірські породи діоритового складу. Геологічне картування засвідчує, що площа, яку вони займають, має перевищувати $1,3 \text{ км}^2$. Дійсні ж розміри ДІР мають бути уточнені подальшою геологічною зйомкою численних невеликих островів, розкиданих на площі понад 14 км^2 на схід від вже дослідженої групи островів. Натомість габроїди складають лише дві невеликі ділянки на

о. Локатор та Рока-IV, а в інших місцях зустрічаються у вигляді дрібних включень у діоритових породах. Під час польових досліджень діоритові породи островів Рока можна сплутати з гранітоїдами. Подібно до останніх, вони характеризуються світло-сірим забарвленням, явнокристалічною структурою та доволі лейкократовим складом. На відміну від діоритів о. Бус вони більш грубозернисті, містять менше мафічних мінералів. Ще однією характерною особливістю є присутність неправильних лусок біотиту, розміром 4–8 мм, нерівномірно розсіяних в об'ємі породи. У відслоненнях діоритоїди звичайно мають такситову текстуру, що визначається присутністю мафічних включень, розміром від кількох сантиметрів та перших метрів. Такі включення можуть мати як фанеритову, так і дрібнокристалічну будову. За даними мікроскопічних досліджень, їх склад варіює від габроїдного до мезократового діоритового. Розподіл мафічних включень на різних ділянках ДІР доволі неоднорідний – в одних місцях маємо лише поодинокі мафічні включення, в інших вони можуть становити від 10–20 до 40–50 % від загальної площі відслонення. В останньому випадку мафічні включення формують смугоподібні скупчення у вмісних діоритових породах. Форма включень може бути як гострокутною, так і заокругленою. Є місця, де включення мають різною мірою сплюснену еліптичну форму. У межах протяжного відслонення з координатами 65°11'17,2"S та 64°29'35,9W на північно-західному узбережжі о. Рока-I сплюснені мафічні включення, розміром від 3–5 см до 20–50 см по довгій осі, орієнтовані у вертикальній площині з азимутом простягання 355°. Окрім того, вмісні кварцові діорити на цьому відслоненні місцями мають нечітку флюїдальну смугастість, яка орієнтується в цій же площині. Поперек описуваної площини течії у діоритах розвинена густа сітка тріщин з азимутом простягання 80° та падінням на північний захід під кутом 75°. Вздож тріщин розвинені зони гідротермальних змін. Їх наявність діагностується навколотріщинним висвітленням діориту. Борозни сколювання на поверхнях тріщин орієнтуються під кутом 50° до горизонту. На окремих ділянках, наприклад на східному узбережжі о. Рока-IV, мафічні включення у діоритоїдах можна ідентифікувати як *mafic magmatic enclaves* (ММЕ), що виникають у процесі змішування двох контрастних за складом магм у рідкому або напіврідкому стані. ММЕ характеризуються своєрідною морфологією "зім'ятої подушки" із заокругленими затокоподібними границями (рис. 4d). В їх периферійній частині розрізняються вузькі зони "загартування", які сформовані афанітовим мікрогабро або мікродіоритом. Внутрішні частини включень складаються значно краще розкристалізованою мафічною породою. На островах Локатор, Рока-II та Рока-IV діоритові породи інтродуються жилами мікрогранітів та гранітних пегматитів. Напевно, наймолодшими інтрузивними утвореннями є невеликі мафічні дайки північно-східного простягання, які перетинають діорити на о. Локатор та Рокка-II. Такі дайки можуть утворювати рої, які орієнтуються відповідно до переважальної системи тріщинуватості з $\text{Apr}=70\text{--}85^\circ$. Петрографічний склад ДІР представлений кварцовими діоритами та кварцовими монцодіоритами. Візуально вони не відрізняються один від одного і при польових дослідженнях мають визначатися під спільним найменуванням діоритові породи (інакше – діоритоїди). У шліфах діоритоїди демонструють типову гіпідіоморфнозернисту структуру. Панівний плагіоклаз виявляє ідіоморфізм щодо інших породотвірних мінералів. Кварц звичайно присутній у другорядних кількостях. У кварцових монцодіоритах маємо дещо

підвищений вміст калішпату. Мафічні мінерали представлені роговою обманкою, піроксенами та біотитом. Плагіоклаз може незначно зазнавати серицитизації, біотит – частково заміщуватись хлоритом. Характерними рудними мінералами є Fe-Ti оксиди. Подекуди зустрічаються плівкові виокремлення хлоридів міді. Серед акцесоріїв ідентифіковано апатит, сфен, епідот, ортит та циркон.

Гранітоїдні інтрузиви архіпелагу Вільгельма за площами свого поширення є зіставними з діоритами. Гранітоїди поширені на островах Барчанс, Фордж та Пітерман. Їх також знайдено на островах Бус, Данеброг та на узбережжі півострова Київ (див. рис. 2). Найбільше поширення серед гранітоїдів мають гранодіорити. Значно менш поширені граніти та тоналіти. Дані ізотопного датування дають підстави виділити щонайменше дві вікові групи гранітоїдів архіпелагу Вільгельма: пізньокрейдяну та палеогенову (див. рис. 1). Пізньокрейдяні гранітоїди наразі виявлено лише на острові Пітерман. Палеогеновий вік мають гранітоїди на островах Барчанс, Фордж та Бус. Усі інші прояви гранітоїдного магматизму на островах архіпелагу Вільгельма нині лишаються недатованими.

Гранітоїдна інтрузія острова Пітерман на сьогодні є єдиними виявленими представником пізньо-крейдяного гранітоїдного магматизму на архіпелазі Вільгельма. Гранітоїди складають центральну та південну частини острова (рис. 5а). На півночі гранітоїди контактують з більш давніми габроїдами. На сході виходи гранітоїдів занурюються під рівень моря, глибини якого стрімко зростають до 200–350 м у протоці Пенола. Так само їх виходи обмежуються лінією західного та південного узбережжя. Але глибини моря тут значно менші. Крім того, такі ж гранітоїди відслонюються і на найближчих дрібних островах, що розташовуються на південний захід від о. Пітерман. З урахуванням їх, а також припускаючи залягання гранітоїдів під снігово-льодовим покривом у центральній частині острова, загальну площу гранітоїдного масиву о. Пітерман можна оцінити щонайменше у 0,71 км². Скоріше за все ця цифра має бути значно більшою, оскільки дрібні морські скелі, які розсіяні на мілководді південніше та західніше від о. Боудер аж до скелі Геральд Риф, також складаються гранітоїдами. Інтрузивний контакт гранітоїдів з більш давніми габроїдами відслонюється на кількох ділянках у північній частині о. Пітерман. Найцікавішою є ділянка з координатами 65°09'57,3" пвд. ш. та 64°09'7,4" зхд. д., яка розташовується в північно-західній частині острова в 350 м східніше від мису Rough Point. Виходи габроїдів, які складають північну частину відслонення, різко уриваються по лінії контакту (рис. 5b). Площина контакту має північно-західне простягання з падінням у бік габроїдів – $\text{Apd}=41^\circ$ кут 20° . Отже, контакт є незгідним щодо простягання шаруватості габроїдів. Більш того, лінія контакту повністю зрізає й "догранітну" дайку порфіроподібного мікрогабро, яка залягає у габроїдах, простягаючись у меридіональному напрямку від північного узбережжя острова аж до описуваного відслонення. Габроїди в області контакту інтродовані численними жилами дрібнозернистих гранітоїдів. Гранітоїди, які підстиляють габроїди, представлені середньозернистою плутонічною фацією. У вузькій приконтактової зоні завширшки ~1–3 м вони набувають плямисто-смугастої будови за рахунок неоднорідного розподілу мафічних мінералів. Склад окремих смуг змінюється від гранодіориту до кварцового діориту. Крім такої смугастості, в гранітоїдах також зустрічаються різною мірою "засвоєні" ксеноліти габроїдів та невеликі жили граніт-аплітів. Наймолодший геологічний вік на описуваному відслоненні має діабазова дайка

субширотного простягання, яка перетинає і габроїди з гранітоїдами, і "догранітну" дайку порфіроподібного мікрогабро. Саме в районі описуваної ділянки попередники відбирали проби для ізотопного датування гранітоїдів острова Пітерман. Зокрема, (Pankhurst, 1982) для п'яти валових проб "діорит/гранітового" складу, відібраних на мисі Rough Point, отримав Rb-Sr ізохрону з

пізньокрейдяним віком 93 ± 8 млн років. У роботі (Bakmutov et al., 2013) опубліковано результати U-Pb ізотопного датування цирконів з гранодіориту (тоналіту) північно-західної частини о. Пітерман, яке дало вік $95,9 \pm 1,0$ млн років. Крім описаного вище відслонення, гранітоїди складають майже всю центральну та південну частини о. Пітерман.

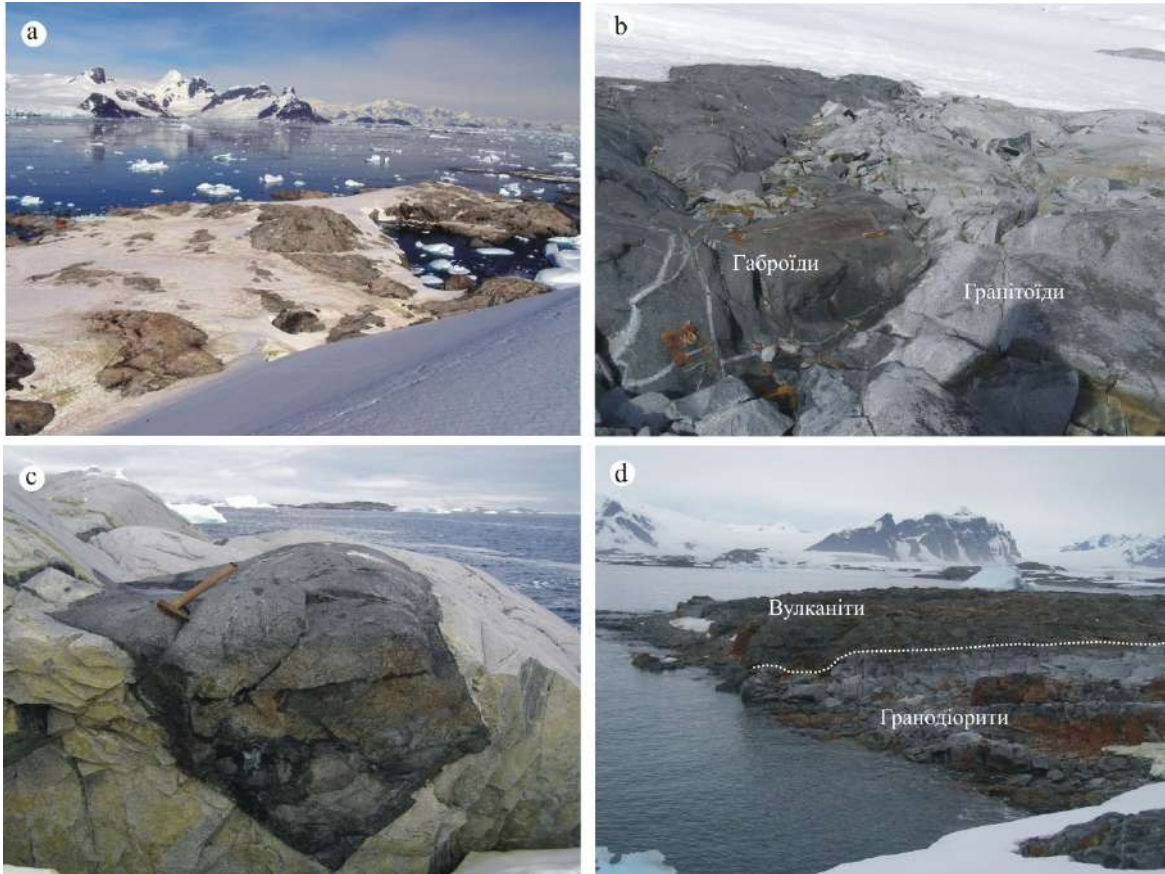


Рис. 5. Умови залягання гранітоїдних інтрузивів архіпелагу Вільгельма:

a – виходи пізньокрейдяних гранодіоритів у південній частині о. Пітерман; b – гранітоїди інтродують габроїди на о. Пітерман; c – ксеноліт габроїда у гранодіориті о. Пітерман; d – інтрузивний контакт палеогенових гранодіоритів з більш давніми вулканітами на острові Барчанс

Головне місце серед них посідають гранодіорити. Габроїди ж тут зустрінуті лише у вигляді ксенолітів серед гранодіоритів. Такі ксеноліти зазвичай мають гострокутну форму з різкими межами та темними приконтактними облямітками (рис. 5c). Крім габроїдів, гранодіорити на цій ділянці також містять включення темних дрібнозернистих порід на кшталт мікродіоритів та мікрогабро. Крім того, гранодіорити південної частини острова інтродуються численними мафічними дайками. За значних варіацій потужності більшість дайок мають північно-східне простягання та субвертикальне падіння. Менш поширені мафічні дайки північно-західного простягання. На окремих ділянках спостерігаються ознаки багатозаповненого вкорінення дайок у гранодіорити. Крім мафічних дайок, у гранодіоритах подекуди спостерігаються також жили граніт-аплітів. Деякі з аплітових жил, що перетинають гранодіорити, можуть самі перетинатись мафічними дайками. Типові гранодіорити о. Пітерман є світло-сірими явнокристалічними породами з рівномірною середньозернистою структурою. Спорадичні включення габроїдів та діоритів можуть надавати їм такситової текстури. Незважаючи на доволі високий вміст кварцу, він

погано розрізняється у зразках на тлі таких же світло-сірих польових шпатів. Вміст мафічних мінералів невисокий, так що гранодіорити мають доволі лейкократовий склад. У шліфах під мікроскопом вони характеризуються гіпідіоморфнозернистою гранітною структурою. Головні породотвірні мінерали – плагіоклаз, кварц та ортоклаз. Другорядні – рогова обманка та біотит. Незначно розвинені вторинні серицит, актиноліт, хлорит та епідот. В акцесорних кількостях завжди присутні магнетит, ільменіт, апатит, сфен, циркон та ортит.

Гранітоїдна інтрузія островів Барчанс-Фордж (ГБФ) являє один із прикладів палеогенового гранітоїдного магматизму на архіпелазі Вільгельма. Зазначені острови розкидані на площі близько 7 км^2 . Розмір найбільшого з них становить $0,4 \times 1 \text{ км}$. На відміну від решти інших Аргентинських островів, що складаються мезозойськими вулканічними породами, більша частина території островів Барчанс та Фордж складаються гранітоїдами палеогенового віку. Лише на східних узбережжях островів Барчанс та Фордж гранітоїди контактують з більш давніми вулканічними породами – метаморфізованими лапільєвими туфами (рис. 5d). Останні зазнають інтенсивної мілонізації та розсланцювання. Площини

розсланцювання мають північно-східну орієнтацію з азимутами простягання 25–40°, падіння ж змінюється від вертикального до північно-західного з кутами падіння 60–75°. Вулканіти перетинаються численними мафічними дайками, серед яких розрізняються декілька вікових груп. Найдавніші з дайок зазнають інтенсивних тектонічних деформацій сумісно із вмісними вулканітами. Наймолодші ж дайки інтродують як вулканіти, так і гранітоїди ГБФ. Інтрузивний контакт гранітоїдів з вулканічними породами виявлений та досліджений на островах Барчанс-I, Барчанс-II та Фордж. Поблизу контакту спостерігається чергування гранітоїдів з вулканітами. При цьому межі між ними є достатньо різкими та січними щодо структури вулканітів. Гранітоїди, які розвинені біля контакту з вулканітами, мають більш дрібнозернисту структуру порівняно з гранітоїдами, поширеними на віддаленні від зони контакту. Місцями у гранітоїдах ендоконтактової фації спостерігається смугаста текстура, яка зумовлена нерівномірним розподілом темноколірних мінералів. Крім того, вони вміщують велику кількість ксенолітів вулканічних порід. Більшість ксенолітів мають гострокутну уламкову форму, деякі з них підлягають приконтактовому ороговикованню. Палеогеновий вік гранітоїдів ГБФ обґрунтовується даними ізотопного датування. Так, (Rex, 1976) виконав K-Ag датування біотитів та амфіболів з досліджуваних гранітоїдів, отримавши значення 54–57 млн років. Пізніше ці визначення були підтверджені Rb-Sr ізохронним датуванням валових проб гранітоїдів, для яких (Pankhurst, 1982) отримав вік 55±3 млн років. Палеогенове значення віку – 60,9±0,8 млн років – дало й Ar-Ar ізотопне датування до біотиту з гранітоїдів островів Барчанс (Bakmutov et al., 2013). Найхарактернішим петрографічним представником ГБФ є гранодіорити. Це світло-сірі явнокристалічні породи з рівномірною середньозернистою структурою. Густа сітка тріщин поділяє їх виходи на блоки з паралелепіпедальною окремістю. Доволі часто гранодіорити містять мафічні включення розміром від перших сантиметрів до перших десятків сантиметрів, які можуть надавати їм такситової текстури. Частина таких включень складена темними дрібнокристалічними або навіть афанітовими породами, інші ж представлені більш лейкократовими фанеритовими діоритами та габроїдами. Гострокутна уламкова або напівоплавлена форма більшості включень дозволяє вважати їх ксенолітами. Поодинокі жили граніт-аплітів та гранітних пегматитів, які розтинають гранітоїди плутонічної фації, напевно, належать до найбільш пізніх інтрузивних фаз ГБФ. У шліфах гранітоїди Барчанс-Фордж демонструють типову гіпідіоморфнозернисту гранітову структуру. На ділянках більшого розвитку лужного польового шпату структура може набувати характеру монцонітової. Кількісний мінеральний склад більшості досліджених зразків відповідає гранодіоритам, хоча частина з них на класифікаційній діаграмі QAP знаходиться біля границі класифікаційного поля гранодіоритів з тоналітами та кварцовими монцодіоритами. Звертає увагу лейкократовий склад гранодіоритів Барчанс-Фордж, кольоровий індекс M у цих породах коливається у діапазоні 12–20 %. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз, кварц та ортоклаз, другорядними – рогова обманка та біотит. Крім перелічених у другорядних або акцесорних кількостях як правило присутній клінопіроксен, а також вторинні – серицит, актиноліт, хлорит та епідот. Звичайними акцесорними мінералами є титаномагнетит, ільменіт, апатит, сфен, циркон, ортит та торит. Кварцові жили гідротермального походження, які у багатьох місцях перетинають гранодіорити Барчанс-

Фордж, можуть містити магнетитову, пірит-халькопіритову та молібденітову мінералізацію.

Висновки.

1. Архіпелаг Вільгельма є важливою складовою частиною магматичного поясу Антарктичного півострова. На його островах значно поширені інтрузивно-магматичні утворення плутонічної фації. Вони включають усіх петрографічних представників габро-діорит-гранітоїдної асоціації. Завдяки процесам тектонічного підняття та ексгумації, на одному рівні сучасного ерозійного зрізу відслонюються як апікальні, так і придонні частини окремих інтрузивних тіл.

2. Геологічний вік глибинного інтрузивного магматизму на цій території охоплює ранньокрейдяний, пізньокрейдяний та ранньопалеогеновий періоди. Різновікові плутони перетинають один одного у складній послідовності, що дає можливість визначати їх відносний геологічний вік та реконструювати загальну спрямованість розвитку глибинного магматизму.

3. Невеликі масиви габроїдів, які фрагментарно відслонюються на кількох островах архіпелагу Вільгельма, є частинами значно більших інтрузивних тіл. Найдавніші габроїдні інтрузиви сформувалися у часовому проміжку між юрським та ранньокрейдяним періодами. Кристалізаційна диференціація материнських магм основного складу надала їм розшарованості різного масштабу. У донних частинах габроїдних інтрузивів існували умови для формування Fe-Ti-V або Cu-Ni-EPG зруденіння. Завдяки тектонічному перекиданню габроїдних тіл їх придонні частини можуть відслонюватися на сучасному рівні ерозійного зрізу.

4. Діоритові інтрузиви архіпелагу Вільгельма займають набагато більшу площі порівняно з габроїдами. Їх формування відбулося у часовому проміжку між ранньокрейдяним та ранньопалеогеновим періодами. Хоча найдавніші габроїдні інтрузиви сформувалися значно раніше діоритів, явища магматичного змішування в останніх вказують на те, що під час формування діоритових інтрузивів магми середнього та основного складу майже одночасно інтродували у спільні магматичні камери. Потенційна рудоносність діоритових інтрузивів досі нез'ясована та потребує додаткових досліджень.

5. Гранітоїдні інтрузиви архіпелагу Вільгельма за площами свого поширення є зівставними з діоритами. Геологічний вік гранітоїдного магматизму охоплює пізньокрейдяний та палеогеновий періоди. Більшість гранітоїдних інтрузивів сформувалася у ранньому палеогені після головної фази орогенічних деформацій у регіоні. Саме з цими інтрузіями може бути пов'язана Cu-Mo сульфідна мінералізація.

Список використаних джерел / References

- Bakmutov, V.G., Gladkochub, D.P., Shpira, V.V. (2013). Age position, geodynamic specifics and paleomagnetism of intrusive complexes of the western coast of the Antarctic Peninsula. *Geophysical Journal*, 35, 3, 3-30. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116387
- Burton-Johnson, A., Riley, T.R. (2015). Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 172, 822-835. doi.org/10.1144/jgs2014-110
- Curtis, R. (1966). The petrology of the Graham Coast, Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 50, 51.
- Elliot, D.H. (1964). The petrology of the Argentine Islands. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 41, 31.
- Jordan, T.A., Riley, T.R., Siddoway, C.S. (2020). The geological history and evolution of West Antarctica. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1, 117–133. doi.org/10.1038/s43017-019-0013-6
- Leat, P.T., Scarrow, J.H., Millar, I.L. (1995). On the Antarctic Peninsula Batholith. *Geological Magazine*, 132, 4, 399-412. doi.org/10.1017/S0016756800021464
- Mytrokhyn, O.V., Bakmutov, V.G. (2019). Stratigraphy of the district of the Ukrainian Antarctic Station "Academician Vernadsky". *Ukrainian Antarctic Journal*, 1, 18, 45-61. doi.org/10.33275/1727-7485.1(18).2019.129 [in Ukrainian]

Pankhurst, R.J. (1982). Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 139, 6, 701–711. doi.org/10.1144/gsjgs.139.6.0701

Rex, D.C. (1976). Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsular. *British Antarctic Survey Bulletin*, 43, 49–58.

Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Haselwimmer, C.C. (2011). Geological map of Eastern Graham Land, Antarctic Peninsula (1:625000 scale). BAS GEOMAPS 2 Series, sheet 1, British Antarctic Survey, Cambridge, UK.

Ryan, C.J. (2007). Mesozoic to Cenozoic igneous rocks from Northwestern Graham Land: constraints on the tectono-magmatic evolution of the Antarctic Peninsula. University of Brighton, 495.

Tangeman, J.A., Mukasa, S.B., Grunov, A.M. (1996). Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation on presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics*, 15, 6, 1309–1324. https://doi.org/10.1029/96TC00840

Zheng, G.G., Liu, X., Liu, S., Zhang, S.H., Zhao, Y. (2018). Late Mesozoic–early Cenozoic intermediate–acid intrusive rocks from the Gerlache Strait area, Antarctic Peninsula: Zircon U–Pb geochronology, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 312–313, 204–222. doi:10.1016/j.lithos.2018.05.008

Надійшла до редколегії 18.07.21

O. Mytrokhyn¹, Dr. Sci. (Geol.), Prof.,

E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net;

V. Bakhmutov^{2,3}, Dr. Sci. (Geol.), Prof.,

E-mail: bakhmutovvg@gmail.com;

A. Aleksieienko¹, PhD (Geol.),

E-mail: scr315@gmail.com;

T. Mytrokhina¹, PhD (Geol.),

E-mail: tanussa@ukr.net;

O. Marushchenko¹, Student,

E-mail: lesymarush@gmail.com;

¹Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology,

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine;

²Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of the Ukraine

32 Palladin Ave., 03680, Kyiv, Ukraine;

National Antarctic Scientific Center

INTRUSIVE-MAGMATIC COMPLEXES OF WILHELM ARCHIPELAGO, WEST ANTARCTICA (PART 1 – INTRUSIONS OF GABBROIDS, DIORITES AND GRANITOIDS)

The Wilhelm Archipelago and the adjacent coast of Graham Land are typical areas of calc-alkaline magmatism associated with the protracted evolution of the Antarctic Peninsula igneous belt. The authors studied intrusive complexes of the Wilhelm Archipelago (WA) in order to characterize their geographical distribution, geological occurrence and age, mineralogical and petrographical features. Geological surveys revealed that gabbro, diorite, and granitoid intrusions are widespread on the WA. Due to the processes of tectonic uplift and exhumation, both apical and bottom parts of individual intrusive bodies can be exposed on the modern erosion level. Recent geological observations have shown that plutons of different ages intersect each other in a complex sequence. This made it possible to determine their relative geological age and reconstruct the general direction of the deep magmatic development from the Early Cretaceous to the Early Paleogene, inclusive. It has been proved that the oldest massifs of gabbroids are parts of much larger intrusive bodies. They were formed in the period between the Jurassic and the Early Cretaceous periods. Crystallization differentiation of basaltic magmas gave them various scale layering. In the bottom parts of gabroid intrusions there were conditions for the formation of Fe-Ti-V and Cu-Ni-EPG mineralization. Diorite and granitoid intrusions occupy much larger areas compared to gabbroids. The formation of diorite intrusions took place in the period between the Early Cretaceous and the Paleocene. Although the oldest gabbroids were formed much earlier than diorites, the phenomena of magmatic mingling in the latter indicate that magmas of basic and intermediate composition could also synchronously intrude in common magmatic chambers. Granitoid magmatism on the WA covers the Late Cretaceous and the Paleogene periods. Most granitoid intrusions formed in the Paleocene after the main phase of tectonic deformations. Cu-Mo mineralization may be associated with these intrusions.

Keywords: geology, calc-alkaline magmatism, Antarctic Peninsula.

A. Митрохин¹, д-р геол. наук, проф.,

E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net;

В. Бахмутов^{2,3}, д-р геол. наук, проф.,

E-mail: bakhmutovvg@gmail.com

A. Алексеевко¹, канд. геол. наук, науч. сотр.,

E-mail: scr315@gmail.com;

T. Митрохина¹, канд. геол. наук, науч. сотр.,

E-mail: tanussa@ukr.net;

A. Марущенко¹, студ.,

E-mail: lesymarush@gmail.com;

¹Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, Киев, 03022, Украина;

²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,

просп. Академика Палладина, 32, Киев, 03680, Украина;

Национальный антарктический научный центр

ИНТРУЗИВНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ АРХИПЕЛАГА ВИЛЬГЕЛЬМА ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ (ЧАСТЬ 1 – ИНТРУЗИВЫ ГАББРОИДОВ, ДИОРИТОВ И ГРАНИТОИДОВ)

Архипелаг Вильгельма и прилегающее побережье Земли Грея являются типичными районами развития известково-щелочного магматизма, связанного с длительной эволюцией магматического пояса Антарктического полуострова. Авторы изучили интрузивно-магматические образования архипелага Вильгельма (АВ) с целью охарактеризовать их географическую распространенность, условия залегания, геологический возраст и минералого-петрографические особенности. В результате проведенной геологической съемки установлено, что на АВ распространены интрузивы габброидов, диоритов и гранитоидов. Благодаря процессам тектонического вздымания и эксгумации, на одном уровне современного эрозийного среза могут обнажаться как апикальные, так и придонные части отдельных интрузивных тел. Новейшие геологические исследования указывают на то, что разновозрастные плутоны пересекают друг друга в сложной последовательности. Это дает возможность определять их относительный геологический возраст и реконструировать общую направленность развития глубинного магматизма от раннего мела до раннего палеогена включительно. Доказано, что наиболее древние массивы габброидов являются частями значительно больших интрузивных тел. Они сформировались в возрастном интервале между юрским и раннемеловым периодами. Кристаллизационная дифференциация базитовых магм привела им слоистость разного масштаба. В донных частях габброидных интрузивов существовали условия для формирования Fe-Ti-V и Cu-Ni-EPG оруденения. Диоритовые и гранитоидные интрузивы занимают на АВ намного большие площади по сравнению с габброидами. Формирование диоритовых интрузивов происходило во временном промежутке между ранним мелом и ранним палеогеном. Хотя наиболее ранние габброиды образовались значительно раньше диоритов, явления магматического смешения в последних указывают на то, что магмы базитового и среднего состава могли и синхронно интродировать в общие магматические камеры. Гранитоидный магматизм АВ охватывает позднемеловой и палеогеновый периоды. Большинство гранитоидных интрузивов АВ сформировалось в палеоцене после главной фазы орогенных деформаций. Именно с этими интрузивами может быть связана Cu-Mo минерализация.

Ключевые слова: геология, известково-щелочной магматизм, Антарктический полуостров.