

УДК 550.93 (477)

Л.М. Степанюк¹, О.М. Пономаренко¹, К.В. Петриченко¹,
С.І. Курило¹, Т.І. Довбуш¹, С.А. Сергеев², М.В. Родіонов²

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua; pan@igmof.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.rul

² Федер. держ. унітарне підприємство "Всерос. наук.-досл. геологічний ін-т
ім. А.П. Карпинського", Центр ізотопних досліджень
199106, м. Санкт-Петербург, Росія, В. О., Середній пр-т, 74
E-mail: sergey-sergeev@vsegei.ru; nicolay-rodionov@vsegei.ru

УРАН-СВИНЦЕВА ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТОЇДІВ БЕРДИЧІВСЬКОГО ТИПУ ПОБУЖЖЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Гранітоїди бердичівського типу відомі в українській літературі під різними назвами: бердичівські, чудново-бердичівські граніти, біотит-гранатові гранітоїди або біотит-гранатові бластити. Вони найбільше поширені в межиріччі Тетерів — Пд. Буг — Случ, де перемежуються з біотит-гранатовими мігматитами та гранат-біотитовими гнейсами, віднесеними до березнинської товщі дністровсько-бузької серії. Літотипом для них є гранітоїди, поширені в Жезелівському кар'єрі, що знаходиться на правому березі р. Гнилоп'ять, південніше м. Бердичів. Для бердичівських "гранітів" властива багатомінеральна асоціація — гранат, кордієрит, біотит, плагіоклаз, калієвий польовий шпат (звичай ортоклаз), кварц та ільменіт. Час формування гранітоїдів бердичівського типу визначали класичним уран-свинцевим методом за монацитом у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України та за допомогою іон-іонного мікрозонда *Shrimp-II* за цирконом у Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ (м. Санкт-Петербург) із гранітоїдів Жезелівського та Іванівського кар'єрів. Монацити із лейкосоми в гранітоїдах Жезелівського кар'єру мають вік $2040,9 \pm 2,6$ млн рр. Для монацитів із гранітоїдів Іванівського кар'єру виявлена значна розбіжність у значеннях віку (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) від 2042 до 2020 млн рр., що може бути обумовлено декількома розірваними в часі процесами або одним, але досить тривалим процесом гранітоутворення. За результатами датування цирконів на іон-іонному мікрозонді, вік оболонок цирконів із "граніту" Жезелівського кар'єру складає $2041,9 \pm 6,3$ млн рр., практично такий же вік мають оболонки цирконів із лейкосоми — $2043,5 \pm 5,8$ млн рр., що повністю співпадає з віком, отриманим для монацитів. Для циркону оболонок гранітоїдів Іванівського кар'єру отримано два значення ізотопного віку. В одному кристалі зроблено два заміри оболонок: вік складає 2001 ± 12 млн рр. Для оболонок інших чотирьох кристалів отримано вік $2076,9 \pm 7,8$ млн рр. Таким чином, уран-свинцева ізотопна система монацитів і результати датування оболонок кристалів цирконів із "граніту" Іванівського кар'єру свідчать про декілька етапів прояву процесів гранітоутворення, що зазнали досліджені породи. Для реліктових ядер кластогенного циркону із "граніту" Жезелівського кар'єру отримано субконкордантні та конкордантні дати, які (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) лежать в межах 2081—2331 млн рр. Реліктові ядра кластогенного циркону із "граніту" Іванівського кар'єру також характеризуються субконкордантними і конкордантними, але в цілому ще молодшими датами, які (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) знаходяться в межах 2043—2165 млн рр., при цьому наймолодше ядро (2043 млн рр.) виявлено в кристалі, який має і наймолодшу (2001 ± 12 млн рр.) оболонку. Ці, досить молоді палеопротерозойські значення віку реліктових кластогенних ядер кристалів циркону із бердичівських гранітоїдів добре узгоджуються з отриманими раніше самарій-неодимовими ізотопними модельними датуваннями гнейсів березнинської товщі та бердичівських гранітоїдів і свідчать про палеопротерозойський (не древніше 2,10 млрд рр.) вік березнинської товщі.

Ключові слова: Український щит, радіогеохронологія, граніт бердичівський, циркон, монацит.

Вступ. Бердичівські [7, 14], чудново-бердичівські [2] біотит-гранатові гранітоїди або біо-

тит-гранатові бластити [8] найбільш широко розвинуті в межиріччі Тетерів — Пд. Буг — Случ, де вони перемежуються з біотит-гранатовими мігматитами та гранат-біотитовими гнейсами, віднесеними до березнинської товщі дністровсько-бузької серії еоархею [5].

© Л.М. СТЕПАНЮК, О.М. ПОНОМАРЕНКО,
К.В. ПЕТРИЧЕНКО, С.І. КУРИЛО, Т.І. ДОВБУШ,
С.А. СЕРГЕЄВ, М.В. РОДІОНОВ, 2015

Менш значні виходи гранітоїдів встановлені уздовж правих притоків Пд. Бугу на південь від м. Жмеринка та лівих притоків Дністра.

Бердичівські "граніти"* є досить своєрідними породами, про які Ю.Ір. Половінкіна зазначила [11]: "... состав бердичевской породы не соответствует обычному составу гранитов и называть ее гранитом можно лишь условно". Це середньозернисті, іноді грубо-, або дрібнозернисті, рівномірнізернисті, зрідка різнозернисті, а в деяких випадках порфіроподібні породи, забарвлені в сірий колір різної інтенсивності. Структура бердичівських гранітів в основному гіпідіоморфнозерниста, зрідка каткластична. Найбільшим ідіоморфізмом характеризуються плагіоклаз та біотит. Кварц та калієвий польовий шпат зазвичай утворюють ксеноморфні виділення, які виповнюють простір між ідіоморфними кристалами плагіоклазу та біотиту. Останній найчастіше спостерігається у вигляді ідіоморфних пластинок. Гранат, як правило, утворює ізометричні або неправильної форми великі агрегатні скупчення.

Бердичівським гранітам властива багатомінеральна асоціація — гранат, кордієрит, біотит, плагіоклаз, калієвий польовий шпат (здебільшого ортоклаз), кварц та ільменіт. Трапляються магнетит, пірит, піротин, силіманіт, графіт і акцесорні мінерали: циркон, апатит, монацит. У високотемпературних відмінах гранітів серед залізисто-магнезійних мінералів переважають гранат і кордієрит, трапляється ортопіроксен, у більш низькотемпературних — біотит і кордієрит, зрідка відмічається мусковіт.

Бердичівські граніти мають поступові переходи в смугасті біотит-гранатові мігматити, які, у свою чергу, поступово переходять у гранат-біотитові гнейси, інтрузивні контакти практично відсутні [14]. Різкі контакти між гнейсами та мігматитами спостерігаються рідко. В мігматитах добре проявлена смугастість, обумовлена чергуванням темно-сірої меланократової та світло-сірої лейкократової частин. Меланократова складова мігматитів більш дрібнозерниста, збагачена темноколірними мінералами і являє собою релікти вихідних гнейсів.

* Ми цілком поділяємо точку зору Ю.Ір. Половінкіної, але термін "бердичівський граніт" настільки укорінився в українській геологічній літературі, що ми не вправі порушувати традицію і не зважаючи на невідповідність складу породи терміну граніт, все ж будемо називати її гранітом.

Лейкократові за складом та структурними особливостями відповідає бердичівським гранітам. М.П. Щербак [14] вказує, що у Верхньому Побужжі бердичівські граніти мають поступові переходи з чарнокітами.

За результатами уран-свинцевого ізоотного датування монацитів і цирконів із гранітів бердичівського типу, виконаного в різні роки, отримано істотно різні значення віку. Так, в 1960—1970-х рр. для валових наважок монацитів і цирконів визначено вік 2100—2300 млн рр. [14], а за останні роки — 2040—2060 млн рр. [10, 12, 13]. Такі розбіжності є цілком природними, зважаючи на складну будову кристалів циркону та на досить примітивні, як на сьогодні, мас-спектрометричне обладнання та методику хімічної пробопідготовки наважок мінералів геохронометрів.

Мета роботи. З'ясувати вік гранітів бердичівського типу на ділянках поширення їхнього петротипу (район м. Бердичів і південніше) та вікові межі формування відповідного протоліту (супракрystalні породи березнинської товщі).

Об'єкти та методи досліджень. Для встановлення віку гранітів бердичівського типу та їхнього протоліту (супракрystalні породи березнинської товщі) нами вивчено уран-свинцеві ізоотопні системи монацитів і цирконів із гранат-біотитових гранітоїдів (пр. G-7) та лейкосоми в них (пр. G-5 та G-4/1), відслонених Жежелівським кар'єром, та із гранат-біотитових гранітоїдів (пр. I-5 та I-7) Іванівського кар'єру. Монацити вивчені нами класичним уран-свинцевим ізоотопним методом у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семченка (ІГМР) НАН України, а циркони — на іон-іонному мікрозонді *Shrimp-II* у Центрі ізоотопних досліджень Всеросійського науково-дослідного геологічного інституту (ВСЕГЕІ) ім. А.П. Карпинського (м. Санкт-Петербург).

Для визначення часу формування гранат-біотитових бердичівських гранітів та лейкосоми в них із різних розмірних фракцій вручну під бінокляром відібрано зерна монациту. Методика хімічної підготовки, за якою готували зразки монацитів для мас-спектрометричного аналізу, описана в роботах [3, 16]. Для визначення вмісту урану і свинцю використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізоотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному мас-спектро-

метрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами Pb *Dat* і *ISOPLOT* [17, 18]. Похибки визначення віку наведені за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Для U-Pb датування циркону на іон-іонному мікрозонді *Shrimp-II* відібрані вручну кристали були імплантовані в епоксидну смолу разом з зернами цирконових стандартів *Temora* і 91500. Далі кристали цирконів були зрізані та відполіровані приблизно на половину товщини за допомогою алмазних абразивних паст. Для вибору ділянок (точок) датування на поверхні зрізів зерен використовували оптичні (на просвіт і у відбитому світлі) та електронно-мікроскопічні (у відбитих електронах і катодолу-мінесцентні) зображення, які показують внутрішню структуру та зональність кристалів.

Вимірювання U-Pb співвідношень на *Shrimp-II* виконано за методикою, описаною в статті [21]. Інтенсивність первинного пучка молекулярних негативно заряджених іонів кисню складала 4 нА, діаметр плями (кратера) — 18 мкм. Обробку отриманих даних здійснено з використанням програми *SQUID* [20]. U-Pb співвідношення нормували на значення 0,0668, що приписане стандартному циркону *Temora*, яке відповідає віку цього циркону 416,75 млн рр. [15]. Похибки одиничних аналізів (ізотопних співвідношень і віку) наводяться на рівні 1σ , похибки розрахованих конкордантних значень віку і перетинів з конкордією — на рівні 2σ (95 % довірча імовірність). Графіки з конкордією побудовані з використанням програми *ISOPLOT/EX* [19].

Геологічна ситуація. У с. Жежелів, що знаходиться приблизно в 8 км південніше м. Бердичів по автодорозі Житомир — Вінниця, на правому березі р. Гнилоп'ять у двох кар'єрах (бутового та блочного каменю) відслонені біотит-гранатові граніти. Граніти сірі, неяснопорфіроподібні, слабогнейсоподібні. У гранітах трапляються різних розмірів ксеноліти, представлені двопіроксеновими кристалосланцями, плагіогнейсами, зрідка амфіболітами. Великі ксеноліти (до декількох метрів) зазвичай пластоподібні, дрібніші найчастіше лінзоподібні. Майже навколо всіх дрібних ксенолітів спостерігаються виокремлення лейкократового матеріалу (лейкосоми) у вигляді оболонки, зрідка січних жильних тіл, потуж-



Рис. 1. Лейкосома — біотит-кордієритовий плагіограніт — серед граніту бердичівського типу, Жежелівський кар'єр

Fig. 1. Leucosome — biotite-cordierite plagiogranite — among Berdychiv type granite, Zhezheliv open pit

ністю в декілька сантиметрів, подекуди — дециметрів (рис. 1). Лейкосоми складені польовими шпатами, кварцом, у незначній кількості зафіксовано біотит, гранат та кордієрит. Скупчення лейкократового матеріалу навколо ксенолітів, очевидно, були утворені в момент деформації у напівпластичному стані протоліту граніту в результаті обертання ксенолітів і появи зон пониженого літостатичного тиску, які і були заповнені селективними гранітними виплавками. На окремих ділянках лейкосомний матеріал виповнює жильні січні тіла потужністю від декількох сантиметрів до дециметра.

За мінеральним складом у кар'єрі мають місце декілька лейкосом, представлених асоціацією мінералів: плагіоклаз + К-польовий шпат + кварц + гранат + біотит, плагіоклаз + К-польовий шпат + кварц + гранат + біотит + кордієрит та плагіоклаз + К-польовий шпат + кварц + біотит + кордієрит.

За даними [6], у бердичівських гранітах, відслонених у Жежелівському кар'єрі, присутні такі мінерали: гранат, біотит, кордієрит, плагіоклаз, К-польовий шпат, кварц, андалузит, мусковіт, силіманіт, графіт, циркон, магнетит, кальцит, серпентин і хлорит. Серед них є декілька мінеральних асоціацій, що наближаються до рівноважних: докінематичні (по відношенню до головної фази деформації) — плагіоклаз-1, К-польовий шпат-1, кварц-1, кордієрит-1; синкінематичні — біотит-2 і магнетит; посткінематичні — гранат, кордієрит-2, кварц-2, плагіоклаз-2. Діафоричні мінерали (мусковіт, біотит-1, андалузит, серпентин і хлорит), на думку Лаврентьевої та ін. [6], є переважно докінематичними.

Іванівський кар'єр знаходиться на лівому березі р. Південний Буг, південно-східніше с. Іванів. Відслонені тут біотит-гранатові граніти досить сильно збагачені гранатом, окрім того, на відміну від гранітів, що розробляються в Жезелівських кар'єрах, у них подекуди спостерігається гіперстен. Вміст гранату в гранітах варіює в широких межах. Найнижчі концентрації гранату в гранітах північної частини кар'єру, найвищі в південній, де його вміст подекуди перевищує 50 %. Окрім того, порівняно з гранітами Жезелівського кар'єру, в гранітах Іванівського практично відсутні чітко виокремлені ксеноліти, як і жильні лейкосомні утворення, що є досить характерними для гранітів Жезелівського кар'єру. У нижньому уступі, біля водозабору (станом на 2012 р.) поширені блакитно-кварцові, зеленувато-сірі крупнозернисті антипертитові гранатвмісні ендербіти.

Результати досліджень. Петрографія досліджених гранітоїдів. Проба G-7, гранат-біотитовий граніт, Жезелівський кар'єр. Порода світло-сіра, нерівномірно-, середньокрупнозерниста з середнім розміром зерен 1,2–5,5 мм, з окремими зернами польових шпатів 6–7 мм. Структура в цілому гранітна, на деяких ділянках кристалокластична. Текстура неоднорідна. Скупчення біотиту, дрібні зерна кварцу і польових шпатів виповнюють

проміжки між великими виділеннями польових шпатів. Крім того, скупчення біотиту часто облямовують польові шпати та помітно орієнтовані в одному напрямі, нагадуючи елементи течії. Таке розташування мінералів обумовлює нечітку флюїдальну та плямисту текстури.

Порода складена плагіоклазом (45–50 %), кварцом (~20), КПШ (~10), біотитом (~10), гранатом (5–7), графітом (до 1 %). Із акцесорних мінералів присутні циркон, апатит, монацит, сульфід. Вторинні — серицит, що розвивається по плагіоклазу. Хімічний склад породи наведено в табл. 1.

Плагіоклаз утворює таблички розміром 3–4 мм і виокремлення до 7 мм. Полісинтетичні двійники слабо виражені, розвинуті локально. Містить включення кварцу, біотиту, на границі з мікрокліном розвиваються мірмекіти. Подекуди відмічено окремі дрібніші зерна плагіоклазу, переважно ксеноморфні, розміром від 0,1 до 0,5 мм, які розташовані на границях плагіоклаз — мікроклін та у скупченнях з біотитом. У першому випадку він сильно мірмекітизований. На границях зрідка спостерігається заміщення плагіоклазу мікрокліном.

Мікроклін ксеноморфний розміром 4–6 мм. Мікроклінова гратка недосконала, клітково-снопоподібна, має локальний розвиток. Мікроклін містить дрібні пертити різних морфоло-

Таблиця 1. Хімічний склад "гранітів" бердичівського типу
Table 1. Chemical composition of "granites" of Berdychiv type

Number of sample	Oxides, %														Total
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	LOI	
1	72,56	0,07	13,67	0,88	1,79	0,02	0,53	1,82	2,70	5,03	0,13	0,08	0,15	0,45	99,88
2	68,76	0,35	16,02	0,21	3,29	0,02	1,78	3,08	3,51	1,08	0,11	0,02	0,31	0,98	99,52
3	69,21	0,27	14,88	1,61	3,22	0,02	1,50	1,94	2,24	3,18	0,16	0,05	0,31	0,94	99,53
4	64,26	0,99	15,66	1,20	4,29	0,03	2,55	2,39	3,47	2,96	0,08	0,06	0,32	1,38	99,64
5	64,66	0,52	15,56	2,57	4,36	0,05	1,42	3,31	3,16	2,67	0,03	0,07	0,24	1,06	99,68
6	65,53	0,62	13,61	1,47	6,29	0,07	4,05	3,42	2,60	1,03	0,11	<0,02	0,31	0,55	99,66
7	73,52	0,07	13,17	0,20	2,00	<0,01	0,69	1,48	2,05	5,28	0,10	<0,02	0,29	0,65	99,50
8	61,88	0,84	16,36	0,98	8,01	0,09	2,19	2,88	3,47	1,82	0,09	0,12	0,17	0,67	99,57
9	61,54	0,64	16,58	1,39	6,58	0,09	3,48	2,74	2,92	2,08	0,10	0,02	0,26	1,20	99,62
10	63,69	0,81	16,02	0,35	6,51	0,11	2,51	3,08	3,69	1,33	0,11	<0,02	0,52	1,19	99,92

Примітка. 1–5 — Жезелівський кар'єр: 1 — пр. G-3, лейкосома, 2 — пр. G-4/1, лейкосома, 3 — пр. G-5, лейкосома, 4 — пр. G-6 — біотит-гранатовий "граніт", 5 — пр. G-7, те ж; 6–10 — Іванівський кар'єр: 6 — пр. I-1, лейкосома, 7 — пр. I-2, лейкосома, 8 — пр. I-3, біотит-гранатовий "граніт", 9 — пр. I-5, біотит-гранатовий "граніт", 10 — пр. I-7, біотит-гранатовий "граніт" (аналітик О.П. Красюк).

Note. 1–5 — Zhezheliv open pit: 1 — sample G-3, leucosome, 2 — sample G-4/1, leucosome, 3 — sample G-5, leucosome, 4 — sample G-6 — biotite-garnet "granite", 5 — sample G-7, the same; 6–10 — Ivaniv open pit: 6 — sample I-1, leucosome, 7 — sample I-2, leucosome, 8 — sample I-3, biotite-garnet "granite", 9 — sample I-5, biotite-garnet "granite", 10 — sample I-7, biotite-garnet "granite" (analyst O.P. Krasnyuk).

гічних типів: недосконалі стрічкоподібні, великі у вигляді окремих серицитизованих та мірмекітизованих табличок розміром 0,1—0,4 мм та мікропертити. Наявні також округлі та ідіоморфні включення кварцу та луски біотиту. Вони разом з пертитом украй нерівномірно розподіленні у межах зерен.

Кварц представлений ксеноморфними зернами з кутастими обрисами розміром 1—4 мм. Характеризується блочним та хвилястим згасанням, а також незначною рекристалізацією на границях, тріщинуватий. Дрібніші зерна кварцу разом з біотитом вповнюють проміжки серед більших виділень польових шпатів.

Розмір зерен біотиту коливається у межах 1—4,2 мм. Він формує переважно плямоподібні скупчення, зрідка відмічається в поодиноких лусках. Забарвлення бурувато-коричневе, з чітким плеохроїзмом: *Ng* — буро-коричневий, коричневий; *Np* — світло-жовтий, інколи майже безбарвний. До нього приурочений графіт та ксеноморфні зерна рудних мінералів. Містить численні включення цирконів, інколи сфену.

Гранат трапляється у вигляді блідо-рожевих зерен розміром 0,5—1 мм, переважно приурочений до біотиту або включений у плагіоклаз. Форма його округла, ксеноморфна, подекуди розбитий тріщинами.

Графіт утворює голчасті зерна розміром 0,5—1,5 мм та пластинчасті — до 0,4 мм. Приурочений переважно до біотиту та дещо менше до міжзернових границь загальної маси.

Сфен наявний у вигляді окремих таблитчастих або заокруглених зерен розміром 0,4—0,5 мм. Приурочений до кварцу, подекуди включений у біотит. Окремі зерна облямовані непрозорим рудним мінералом.

Циркон переважно включений у біотит, рідше у кварц, а також знаходиться на границях біотит — кварц.

Проба *G-5*, біотит-гранатовий граніт (лейкосома), Жезелівський кар'єр. Порода світло-сіра, середньо-крупнозерниста. Зерна розміром 1,8—5 мм разом з виокремленнями мікроклінів 8—10 мм зумовлюють середньо-крупнозернисту, нечітко порфіроподібну структуру. Гранітна структура визначена ідіоморфним плагіоклазом з підпорядкованим ідіоморфізмом мікрокліну та ксеноморфним кварцом. Елементи кристалоластичної структури проявлені у хвилястому та блочно-хвилястому згасанні польових шпатів і кварцу, а також наявності окремих лінз рекристалізова-

ного кварцу. Відмічено елементи мірмекітової структури.

Порода складена плагіоклазом (~30%), кварцом (30—35), КПШ (10—15), гранатом (~10), біотитом (4—5), графітом (до 1%), кордієритом (поодинокі зерна). Із акцесорних мінералів наявні: циркон, апатит, монацит, сульфід. Хімічний склад породи наведено в табл. 1.

Плагіоклаз № 18-20 представлений ідіоморфними табличками з тонкими полісинтетичними двійниками, подекуди з нерівними контурами, розміром переважно 2—4 мм, поодинокі зерна до 8 мм. У центральній частині зерен трапляються дрібні таблитчасті включення альбіту, округлого кварцу та лусок біотиту. На границі з мікрокліном містить численні мірмекіти, слабосерицитизований.

Мікроклін представлений переважно ксеноморфними зернами, розмір яких коливається від 3,5 до 5,5 мм, поодинокі виділення до 10 мм. Мікроклінова ґратка недосконала клітково-снопоподібна, розвинута у вигляді окремих плям, зрідка суцільно. Мікроклін містить багато пертитів, серед яких виділяються два морфологічні типи: 1) тонкі стрічкоподібні (*s*-подібні) пертити середньої досконалості, які перетинають зерна переважно в одному напрямі (001), а до периферії їхня товщина і кількість поступово зростають; 2) криптопертити таблитчастої, видовжено-таблитчастої форми, виявлені лише у деяких зернах, де розвиваються перпендикулярно до пертитів першого типу. Також у зернах мікрокліну трапляються включення таблитчастого плагіоклазу розміром 0,3—1 мм, слабосерицитизовані та інколи з альбітовою облямовкою на периферії, розміщені у межах зерен хаотично, поїкільті округлого або ксеноморфного кварцу розміром до 1 мм та дрібні луски біотиту.

Кварц ксеноморфної форми, часто з кутастими обрисами розміром 1,5—3 мм. Зерна поодинокі або утворюють скупчення між зернами польових шпатів. Подекуди дрібніші зерна з сильнокутастими краями є фрагментами одного колись цілого зерна. Всі зерна кварцу мають хвилясте та блочне згасання.

Біотит представлений окремими лусками, інколи з нерівними краями розміром 0,5—1,8 мм, які іноді утворюють незначні скупчення. Забарвлення жовто-коричневе, з чітким плеохроїзмом: *Ng* — буро-коричневий, коричневий з червонуватим відтінком; *Np* — світло-жовтий, інколи майже безбарвний.

Гранат утворює округлі зерна розміром 1,5–4,0 мм, повсюдно приурочений до лусок біотиту. Зрідка містить дрібні пойкиліти кварцу.

Кордієрит наявний у вигляді великих зерен розміром 6–7 мм або дрібніших реліктів — 1,5–2 мм. По більших зернах у центральній частині у вигляді смужок та по периферії розвиваються дрібні луски тальку та чорні тріщинки, виповнені серпентином. Зрідка містить включення ксеноморфного кварцу. Подекуди трапляються зерна, повністю заміщені серпентином та дрібними лусками тальку світло-зеленого забарвлення.

Циркон знаходиться у включеннях у польових шпатах, біотитах та міжзернових границях. Апатит приурочений переважно до польових шпатів.

Проба *G-4/1*. У північно-західному борту Жезелівського кар'єру серед граніту сірого забарвлення виділяється світло-сіра жила, що є лейкосоною (див. рис. 1). Перехід між ними розмитий. Кордієрит-біотитовий плагіограніт (меланосома) характеризується плямистою текстурою, зумовленою скупченням лусок біотиту розміром до 4 мм, що часто облямовують зерна плагіоклазів, зрідка кварцу. Структура породи рівномірно-, середньо-крупнозерниста з середнім розміром зерен 1,5–4 мм, гіпідіоморфнозерниста. Елементи катакластичної структури проявлені у хвилястому згасанні всіх зерен та блочному згасанні кварцу.

Мінеральний склад, %: головні — плагіоклаз — 64–70, кварц — 20–23; другорядні — біотит — 8–10, кордієрит — 2–3; акцесорні — сфен, циркон, монацит, апатит. Вторинні: серицит, що розвивається по плагіоклазу, мусковіт — по біотиту, тальк та серпентин — по кордієриту.

Лейкосома представлена кордієритовим плагіогранітом. Породи світло-сіра, плямиста. Великі виділення кордієриту розміром 5–8 мм формують плямисті скупчення розміром до 12 мм. Виділення кордієриту мають нерівномірний розподіл в об'ємі породи. Між таблитчастими зернами кордієриту розміром 5–7 мм розміщуються ксеноморфні зерна кварцу та таблитчастого плагіоклазу розміром 1,5–5 мм. Структура лейкосоми нерівномірно-, крупнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, текстура кумулобластова.

Точно визначити вміст головних мінералів лейкосоми у шліфах складно через досить великий розмір зерен кордієриту та нерівно-

мірний його розподіл. Однак загальна оцінка мінерального складу така, %: плагіоклаз — 56–67, кварц — 20–25, кордієрит — 10–15, біотит — 3–4. Серед вторинних мінералів трапляються тальк, серпентин та фіброліт, які розвиваються по кордієриту, серицит — по плагіоклазу. Із акцесорних мінералів присутні циркон, апатит, монацит, сульфіді. Хімічний склад породи наведено в табл. 1.

Плагіоклаз утворює переважно ідіоморфні таблички розміром 2–4,4 мм з тонкими полісинтетичними двійниками. Кварц ксеноморфний зазвичай облямовує окремі зерна та скупчення зерен кордієритів, інколи знаходиться в середині таких скупчень. Кордієрит розміром 3,5–8 мм, помітно заміщується тальком, серпентином, зрідка фібролітом.

Біотит утворює окремі зерна розміром 1–2 мм, які розміщуються хаотично у загальній масі або облямовують зерна кордієриту. В таких облямуваннях з боку кордієриту біотити дещо кородовані.

Проба *I-5*, біотит-гранатовий граніт гіперстенвмісний, Іванівський кар'єр. Породи світло-сіра, рівномірно-, крупно-середньозерниста з середнім розміром зерен 2–3,5 мм, з окремими зернами гранату та лусок біотиту розміром до 5 мм. Зерна плагіоклазу та гранату переважно ідіоморфної форми, а зерна кварцу здебільшого ксеноморфні, рідко мають ідіоморфні обриси. Таке співвідношення головних мінералів зумовлює гіпідіоморфнозернисту або нечітку панідіоморфнозернисту структури. Елементи кристалокластичної структури виражені у розтріскуванні та сильному блочному згасанні кварцу, а також окремих ділянок з рекристалізацією плагіоклазу та кварцу.

Породи складена, %: плагіоклазом — 40–45, кварцом — ~20, гранатом — ~20, біотитом — 10–15, КПШ — 5–8, гіперстеном (релікти) — 1–2, графітом — ~2; вторинні — хлорит по гіперстену, серицит по плагіоклазу. Із акцесорних мінералів присутні: циркон, апатит, монацит, сфен. Хімічний склад породи наведено в табл. 1.

Плагіоклаз утворює переважно таблитчасті, рідше — ксеноморфні зерна розміром 2,0–3,5 мм. Полісинтетичні двійники тонкі, погано розвинуті, подекуди мають плямистий розвиток. Характерною для них є наявність значної кількості антипертитів, які закономірно розвиваються у межах всієї площі зерна, займаючи до 10 % його об'єму. Серицитизація

помітна дуже слабо. Подекуди по краях зерен плагіоклаз слабоальбітизований.

Кварц переважно ксеноморфної форми, розмір 1,5—2 мм. В поодиноких випадках має слабо помітні ідіоморфні обриси. Зерна з сильно вираженим блочним та хвилястим згасанням, інколи сильно розтрісканий та рекристалізований.

Гранат представлений переважно ідіоморфними, дещо заокругленими зернами розміром 1,5—2,5 мм та зрідка сильно видовженими зернами розміром до 5 мм завдовжки та 1—2 мм у перетині. Подекуди утворює зростання з іншими зернами гранату, біотитом та графітом. Містить включення кварцу, біотиту та апатиту розміром до 1 мм.

Біотит розміром переважно 0,8—1,5 мм, а окремі луски сягають 4 мм. Інколи утворює дрібні скупчення та зростання з гранатом. Біотит характеризується різким плеохроїзмом: *Ng* — червоно-коричневий; *Np* — світло-жовтий, світло-коричневий.

К-польовий шпат представлений ксеноморфними або нечітко ідіоморфними табличками розміром 2—2,5 мм. Двійники відсутні. В окремих зернах наявні дрібні, товстостовпчасті пертити середньої досконалості.

Гіперстен представлений у вигляді окремих реліктів розміром 0,8—1 мм, майже повністю заміщених світло-зеленим хлоритом.

Циркон міститься переважно у включеннях в плагіоклазі або між зернами.

Апатит утворює окремі округлі зерна, що включені у біотит або плагіоклаз.

Сфен представлений дрібними поодинокими зернами розміром 0,4 мм світло-коричневого забарвлення.

Графіт утворює видовжені, голчасті зерна, які часто зростаються між собою та приурочені до гранату, біотиту, рідше до плагіоклазу. Часто у вигляді дрібних зерен розсіяний у загальній масі.

Проба *I-7*, біотит-гранатовий граніт гіперстенвмісний, Іванівський кар'єр. Порода сіра, рівномірно-, середньозерниста з середнім розміром зерен 1,2—3 мм, з окремими зернами гранату та лусками біотиту розміром до 4 мм. Структура гранітна, часто зерна плагіоклазу, гранату, а також окремі зерна кварцу утворюють ідіоморфні обриси, обумовлюючи панідіоморфнозернисту структуру.

Мінеральний склад, %: головні — плагіоклаз — 46—55, кварц — 18—22, гранат — 14—

16; другорядні — біотит — 7—8, мікроклін — 4—5, гіперстен — 2—3, графіт 1—2; акцесорні — циркон, апатит, монацит, сульфіді; вторинні — хлорит по гіперстену, серицит по плагіоклазу. Хімічний склад породи наведено в табл. 1.

Плагіоклаз утворює переважно таблитчасті зерна розміром 1—3,2 мм з погано розвиненими тонкими полісинтетичними двійниками. Для плагіоклазу є характерними значні кількості антипертитів, які розвиваються переважно у центральній частині зерен, зрідка у межах всього зерна. У більших зернах антипертити найчастіше мають нерівні обриси та можуть займати до 35 % об'єму зерна. У дрібніших зернах плагіоклазу антипертити за об'ємом рідко досягають 10 %, є дрібними, переважно мають таблитчасту або округлу форму.

Плагіоклаз різною мірою серицитизований — нерівномірно, хаотично, часто у вигляді окремих плям або по тріщинах. Крім того, у зернах наявні дрібні включення кварцу та біотиту. Подекуди по краях зерен слабоальбітизований.

Кварц формує переважно ксеноморфні зерна, однак досить часто виявляються кристали у формі ідіоморфних шестигранників. Розмір їх складає 1—2 мм. Кварц помітно зім'ятий з чітко вираженим блочним та хвилястим згасанням, інколи сильно подрібнений.

Гранат представлений переважно ідіоморфними, рідше ксеноморфними зернами, розмір яких коливається від 0,5 до 4,5 мм. Зерна гранату в породі розміщуються рівномірно, досить часто приурочені до біотиту. Гранат містить багато включень кварцу, біотиту, плагіоклазу, зрідка трапляються включення гіперстену розміром від 0,2 до 1,5 мм. Дрібніші включення частіше представлені окремими мінералами, більші утворені агрегатами мінералів, переважно приуроченими до центральної частини зерен гранату. Такі агрегати можуть займати до 30 % його об'єму.

Біотит характеризується різким плеохроїзмом: *Ng* — коричнево-червоний; *Np* — світло-жовтий, майже безбарвний. Зазвичай біотит відмічається в окремих лусках розміром 0,8—1,5 мм, зрідка до 4 мм, інколи трапляються дрібні скупчення. Відмічаються також досить великі зерна, зазвичай приурочені до гранату, іноді наявні зростки з графітом.

Мікроклін представлений табличками з нерівними контурами розміром 0,8—2 мм. Двій-

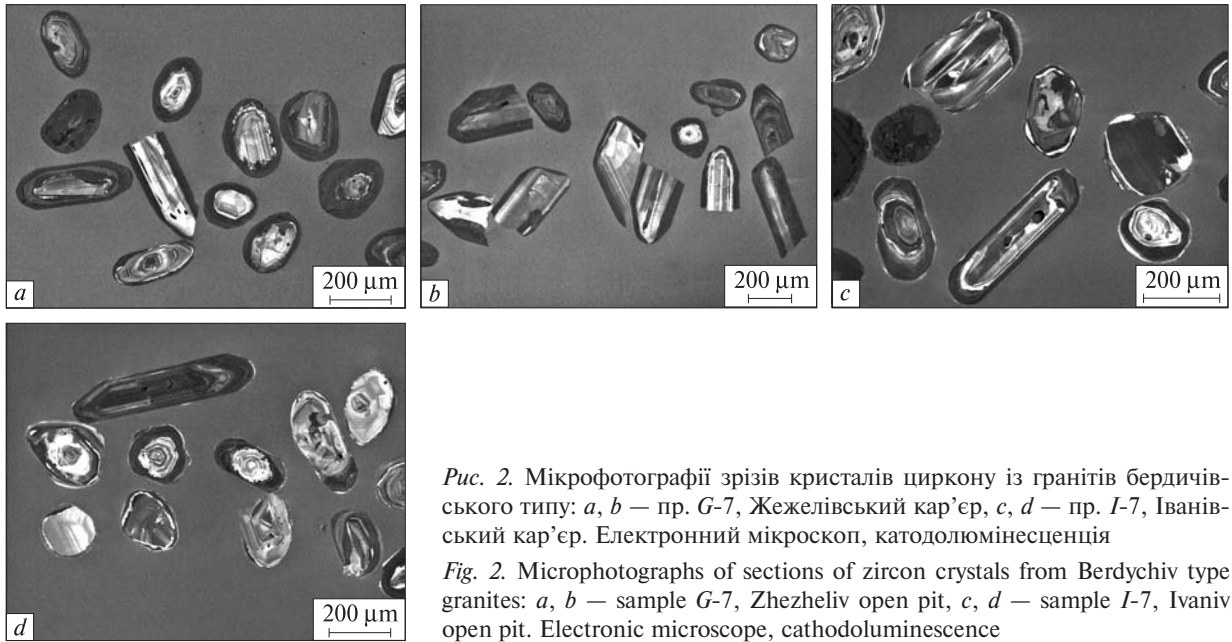


Рис. 2. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із гранітів бердичівського типу: *a, b* — пр. *G-7*, Жежелівський кар'єр, *c, d* — пр. *I-7*, Іванівський кар'єр. Електронний мікроскоп, катодолумінесценція

Fig. 2. Microphotographs of sections of zircon crystals from Berdychiv type granites: *a, b* — sample *G-7*, Zhezheliv open pit, *c, d* — sample *I-7*, Ivaniv open pit. Electronic microscope, cathodoluminescence

ники проявлені слабо, у більшості зерен взагалі відсутні. В окремих зернах наявні дрібні, голчасті та поодинокі табличчасті пертити розміром 0,5 мм з добре розвинутими полісинтетичними двійниками.

Гіперстен у вигляді окремих реліктів розміром 0,8—1 мм діагностується за окремими збереженими фрагментами. У більшості повністю заміщений світло-зеленим хлоритом.

Графіт утворює голчасті або пластинчасті зерна розміром 0,4—1 мм, що приурочені в основному до біотиту, зрідка до гранату та плагіоклазу. Також у вигляді дрібних зерен (до 0,3 мм) та тонкодисперсної маси локалізується на міжзернових границях головних мінералів та у тріщинах цих же мінералів.

Циркон знаходиться переважно у включеннях у плагіоклазі, зрідка — кварці та біотиті.

Мінералогія акцесорних цирконів і монацитів.

Циркони гранітів і лейкосом представлені невиразно ограненими короткопризматичними кристалами коричневого та світло-коричневого забарвлення, в незначній кількості трапляються світло-рожеві. В полірованих зрізах кристалів виявляється їх складна будова, обумовлена наявністю різноманітних за формою та анатомією ядер і високоуранових оболонок від 422 до 1534 ppm (табл. 2), темних у катодолумінесценції. Варто підкреслити, що в цирконах із граніту Іванівського кар'єру в окремих кристалах відмічаються складні оболонки, часто представлені двома зонами росту, внут-

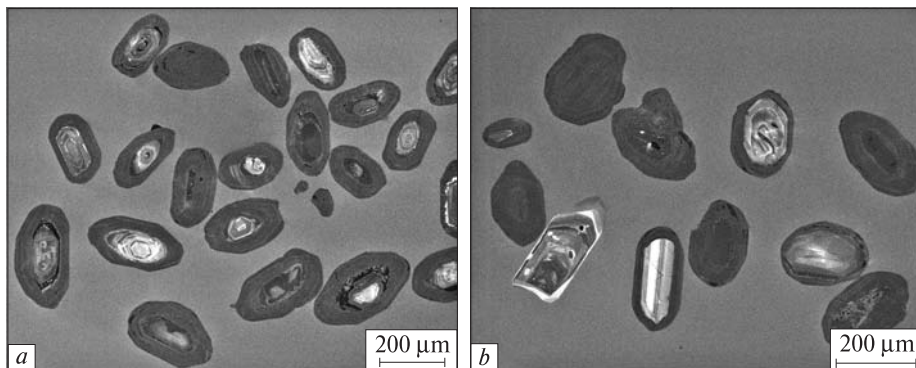


Рис. 3. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із лейкосоми серед гранітів бердичівського типу, пр. *G-4/1*, Жежелівський кар'єр. Електронний мікроскоп, катодолумінесценція

Fig. 3. Microphotographs of sections of zircon crystals from leucosome among Berdychiv type granites, sample *G-4/1*, the Zhezheliv open pit. Electronic microscope, cathodoluminescence

Таблиця 2. Результати U-Pb ізотопних досліджень цирконів із гранат-біотитових "гранітів" методом *Shrimp*
 Table 2. Results of U-Pb isotopic investigations of zircon from garnet-biotite "granites" by *Shrimp* method

Sample, points	Content				Isotopic ratios, radiogenic				Age, Ma		Discor-dant, %
	$^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$, %	$^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}$	U	Th	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err., %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err., %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
G7_6.1	0,01	175,1	585	10	6,110	2,0	0,3484	1,9	1927,1	2059	7
G7_10.2	0,04	159,9	497	6	6,483	1,0	0,3747	0,9	2051,7	2036	-1
G7_11.1	0,01	183,2	577	8	6,404	2,0	0,3696	1,9	2027,4	2038	1
G7_14.1	0,06	171,5	558	14	6,229	2,0	0,3572	1,9	1969,0	2050	4
G7_15.1	0,02	160,4	520	11	6,203	2,0	0,3589	1,9	1976,8	2034	3
G7_15.2	0,09	148,7	471	10	6,378	2,0	0,3670	1,9	2015,0	2044	1
G7_16.1	0,01	153,0	500	3	6,160	2,0	0,3561	1,9	1963,7	2035	4
G7_21.1	0,01	127,5	422	14	6,103	2,0	0,3515	1,9	1941,6	2042	5
G7_1.1	0,03	55,6	158	123	7,531	1,4	0,4087	1,2	2208,9	2146	-3
G7_2.1	0,14	39,0	112	50	7,573	1,6	0,4049	1,4	2191,7	2172	-1
G7_3.1	0,18	34,0	102	79	7,054	1,8	0,3880	1,6	2113,4	2123	0
G7_4.1	0,26	20,6	62	61	7,153	2,0	0,3865	1,7	2106,5	2154	2
G7_5.1	0,00	27,5	81	57	7,201	1,7	0,3950	1,5	2145,8	2128	-1
G7_7.1	0,18	27,7	79	34	7,544	1,7	0,4050	1,4	2192,1	2165	-1
G7_8.1	0,04	149,4	448	649	6,915	0,9	0,3877	0,8	2112,2	2089	-1
G7_9.1	0,00	50,0	149	95	6,976	1,5	0,3912	1,2	2128,3	2089	-2
G7_10.1	0,00	34,0	101	70	6,962	1,5	0,3905	1,3	2125,1	2089	-2
G7_12.1	0,33	48,5	157	68	6,489	2,4	0,3593	2,0	1978,7	2111	7
G7_13.1	0,00	35,6	110	75	6,636	2,4	0,3780	2,1	2066,7	2062	0
G7_14.2	0,19	18,7	59	48	6,581	2,6	0,3708	2,2	2033,1	2081	2
G7_16.2	0,00	11,8	36	27	6,743	2,9	0,3784	2,3	2068,8	2088	1
G7_17.1	0,00	119,9	372	100	6,814	2,0	0,3748	1,9	2051,8	2123	3
G7_18.1	0,17	27,3	85	41	6,694	2,4	0,3717	2,1	2037,3	2106	3
G7_19.1	0,00	73,6	237	210	6,423	2,3	0,3609	2,0	1986,5	2085	5
G7_20.1	0,00	36,2	111	77	6,701	2,3	0,3791	2,1	2072,2	2073	0
G7_22.1	0,00	30,7	85	55	8,590	2,3	0,4189	2,1	2255,5	2331	3
G7_23.1	0,00	53,4	167	126	6,545	2,1	0,3724	1,9	2040,5	2063	1
G7_24.1	0,06	44,0	130	65	7,435	2,1	0,3950	2,0	2145,9	2184	2
G7_25.1	0,00	19,1	59	35	7,020	2,5	0,3796	2,1	2074,2	2153	4
G7_26.1	0,10	35,2	112	60	6,519	2,3	0,3658	2,0	2009,6	2088	4
G5_1.1	0,01	255,0	828	4	6,238	2,0	0,3583	1,9	1974,1	2047	4
G5_2.1	0,01	193,2	635	9	6,137	2,0	0,3542	1,9	1954,6	2038	4
G5_3.1	0,01	158,6	512	7	6,266	2,0	0,3607	1,9	1985,3	2043	3
G5_4.1	0,01	168,0	551	6	6,156	2,0	0,3552	1,9	1959,3	2039	4
G5_5.1	0,01	209,6	685	9	6,191	2,0	0,3561	1,9	1963,6	2044	4
G5_6.1	0,01	164,1	542	14	6,107	2,0	0,3525	1,9	1946,3	2038	5
G5_7.1	0,01	149,1	495	4	6,106	2,0	0,3504	1,9	1936,5	2048	6
G5_8.1	0,01	250,7	829	4	6,137	2,0	0,3521	1,9	1944,8	2049	5
I-7_3.1	0,04	209,0	704	25	5,865	2,0	0,3452	1,9	1911,9	2003	5
I-7_3.3	0,00	162,4	539	13	5,944	2,0	0,3507	1,9	1937,8	1999	3
I-7_7.1	0,07	151,1	502	15	6,180	2,0	0,3502	2,0	1935,7	2070	7
I-7_13.1	0,00	265,1	829	20	6,586	1,9	0,3724	1,9	2040,6	2074	2
I-7_14.1	0,03	462,7	1534	43	6,241	2,0	0,3509	1,9	1939,1	2084	7
I-7_15.1	0,02	132,1	430	10	6,335	2,0	0,3572	1,9	1969,0	2079	6
I-7_1.1	0,00	52,3	164	139	6,654	2,1	0,3704	2,0	2031,1	2102	3
I-7_2.1	0,00	28,6	89	122	6,756	2,3	0,3732	2,1	2044,5	2115	3
I-7_3.2	0,06	18,4	58	22	6,373	2,5	0,3669	2,2	2014,6	2043	1
I-7_4.1	0,27	37,3	113	39	7,037	2,3	0,3847	2,0	2098,2	2134	2

Sample, points	Content				Isotopic ratios, radiogenic				Age, Ma		Discor-dant, %
	$^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$, %	$^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}$	U	Th	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err., %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err., %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
I-7_5.1	0,16	10,9	32	20	7,383	3,0	0,4030	2,3	2182,9	2136	-2
I-7_6.1	0,00	25,6	77	45	6,923	2,4	0,3861	2,2	2104,6	2099	0
I-7_7.2	0,12	39,9	117	69	7,395	2,2	0,3947	2,0	2144,8	2175	1
I-7_8.1	0,05	37,7	114	93	7,132	2,2	0,3860	2,0	2104,1	2151	2
I-7_9.1	0,09	28,1	86	46	6,800	2,3	0,3799	2,1	2075,8	2096	1
I-7_10.1	0,06	43,7	133	118	7,123	2,2	0,3825	2,0	2087,8	2165	4
I-7_11.1	0,25	22,5	68	31	6,994	2,4	0,3826	2,1	2088,6	2132	2
I-7_12.1	0,14	11,4	36	17	6,415	2,6	0,3646	2,2	2003,8	2066	3
I-7_16.1	0,04	103,5	334	252	6,423	2,0	0,3602	1,9	1983,3	2089	5

Примітка. $^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$ — ізоотп ^{206}Pb домішковий (звичайний), $^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}$ — ізоотп ^{206}Pb радіогенний, нормований на вміст ^{204}Pb .

Note. $^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$ — isotope ^{206}Pb , admixture (common), $^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}$ — isotope ^{206}Pb radiogenic, normalization on ^{204}Pb content.

рішня із яких більш темна в катодолумінесценції, ніж зовнішня (рис. 2). Такі наростання не завжди є повними, найчастіше охоплюють частину кристалів або взагалі трапляються на його окремих ділянках (рис. 2).

Серед ядер в обох пробах гранітів присутні голчасті грубозональні (поліноподібні) циркони, характерні для габроїдів, а також ритміч-

нозональні циркони, що є типовими для магматичних порід кислого складу. Ядра різною мірою заокруглені (вірогідно, абрадовані), відмічаються варіації від ядер з правильними контурами досконально огранених кристалів до заокруглених ізометричних, досить поширеними є уламки кристалів. Зазначимо, що між ядрами та оболонками в багатьох криста-

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізоотпний склад свинцю в монацитах із "гранітів" бердичівського типу
Table 3. Content of uranium, lead and isotopic lead composition in monazites from "granites" of Berdychiv type

Zircon fraction	Content, ppm		Isotopic ratios					Age, Ma			Discor-dant, %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
<i>Sample G-4/1, Zhezheliv open pit</i>											
>0,1	5034	6540	26800	7,9170	0,34589	0,37305	6,4780	2044	2043	2042,1	-0,1
>0,07	4929	6399	49500	7,9371	0,34661	0,37344	6,4800	2046	2043	2040,8	-0,2
<0,07	5480	6916	4936	7,7930	0,36254	0,37362	6,4787	2046	2043	2039,6	-0,3
>0,04	5596	7174	56820	7,9371	0,34936	0,37089	6,4374	2034	2037	2041,3	0,4
<i>Sample I-7, Ivaniv open pit</i>											
>0,1	2056	6809	22230	7,9853	0,10879	0,36945	6,3552	2027	2026	2025,4	-0,1
<0,07	2454	7384	18980	8,0019	0,12150	0,37033	6,3517	2031	2026	2020,2	-0,5
>0,07	2401	7297	18600	7,9504	0,12080	0,37199	6,4212	2039	2035	2031,5	-0,4
>0,04	2486	7204	23340	7,9189	0,12702	0,37072	6,4322	2033	2037	2040,6	0,4
<0,04	2359	5280	9230	7,8567	0,17296	0,37272	6,4738	2042	2042	2042,5	0,0
<i>Sample I-5, Ivaniv open pit</i>											
>0,1	3026	5695	40000	7,9694	0,22256	0,38604	6,6679	2104	2068	2032,7	-3,5
>0,04	3062	4087	37450	7,9258	0,33002	0,37042	6,4323	2031	2037	2042,1	0,5

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр.

Note. Correction for the common lead introduced by Stacey and Kramers model for the age of 2040 Ma.

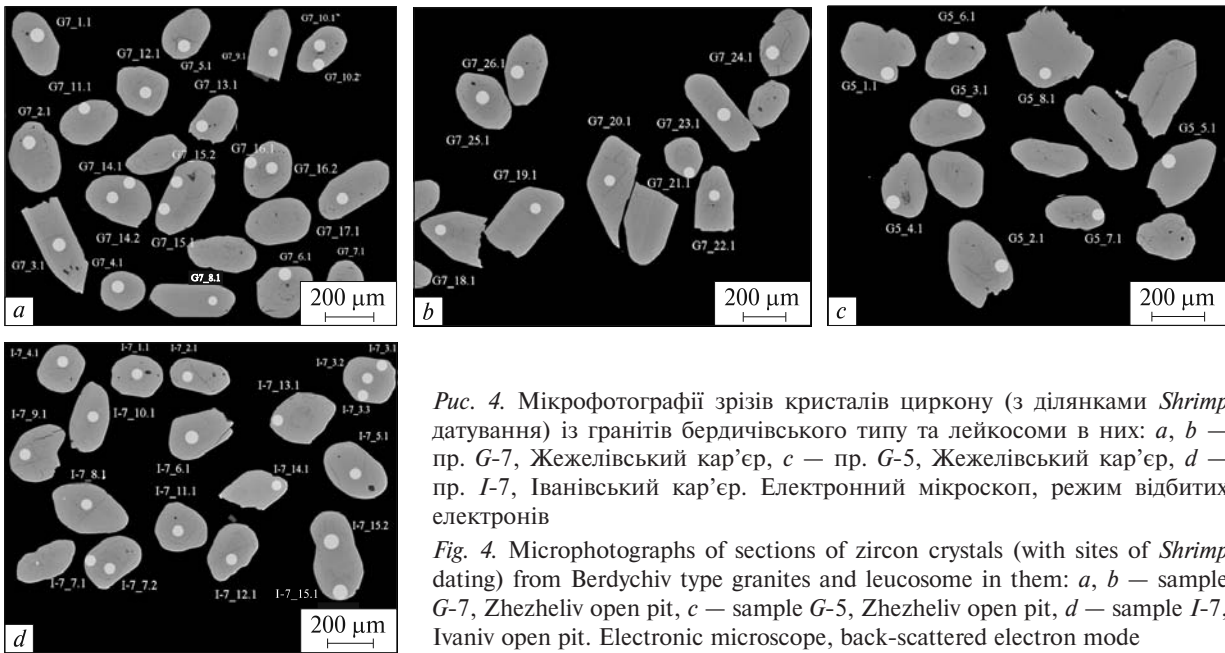


Рис. 4. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону (з ділянками *Shrimp* датування) із гранітів бердичівського типу та лейкосами в них: *a, b* — пр. *G-7*, Жезелівський кар'єр, *c* — пр. *G-5*, Жезелівський кар'єр, *d* — пр. *I-7*, Іванівський кар'єр. Електронний мікроскоп, режим відбитих електронів

Fig. 4. Microphotographs of sections of zircon crystals (with sites of *Shrimp* dating) from Berdychiv type granites and leucosome in them: *a, b* — sample *G-7*, Zhezheliv open pit, *c* — sample *G-5*, Zhezheliv open pit, *d* — sample *I-7*, Ivaniv open pit. Electronic microscope, back-scattered electron mode

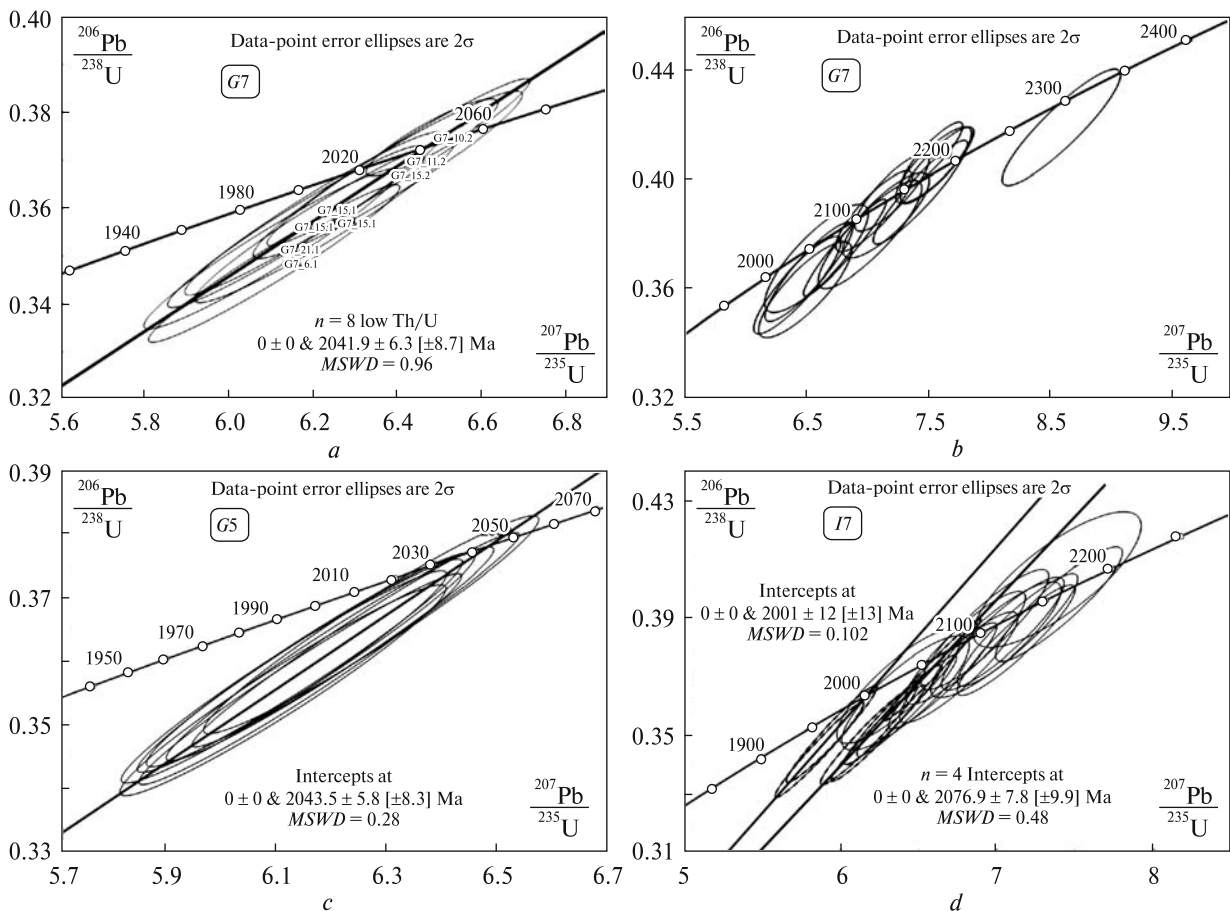


Рис. 5. Уран-свинцеві діаграми з конкордією для цирконів: *a, b* — граніту, пр. *G-7*, Жезелівський кар'єр (*a* — високоуранові оболонки, *b* — те ж, ядра в середині кристалів); *c* — лейкосами, пр. *G-5*, високоуранові кристали; *d* — граніту, пр. *I-7*, Іванівський кар'єр

Fig. 5. Uranium-lead diagrams with concordia for zircons: *a, b* — granite, sample *G-7*, Zhezheliv open pit (*a* — high-uranium coating, *b* — the same, core in the middle of crystals); *c* — leucosome, sample *G-5*, high-uranium crystals; *d* — granite, sample *I-7*, Ivaniv open pit

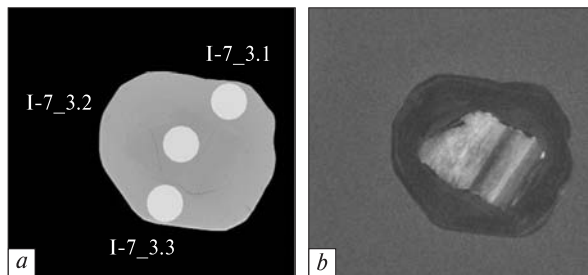


Рис. 6. Мікрофотографії зрізів кристала циркону з "молодою" оболонкою та "молодим" ядром із "граніту" бердичівського типу, пр. I-7, Іванівський кар'єр, електронний мікроскоп: *a* — режим відбитих електронів, *b* — катодолюмінесценція

Fig. 6. Microphotographs of sections of zircon crystal with "young" coating and "young" core from Berdychiv type "granite", sample I-7, Ivaniv open pit, electronic microscope: *a* — back-scattered electronic mode, *b* — cathodoluminescence

лах (особливо часто в кристалах циркону граніту Іванівського кар'єру) присутні тонкі наростання низькоуранового циркону. В катодолюмінесцентних зображеннях вони мають вигляд тонких яскраво-білих смужок, часто з розривами, навколо ядер. Зрідка трапляються кристали, представлені переважно цирконом ядер, оболонки в яких спостерігаються у вигляді тоньких смужок, у поодиноких кристалах оболонки практично відсутні (рис. 2).

На відміну від цирконів із гранітів, цирконам із лейкосоми властиве вище значення співвідношення об'ємів оболонок до об'єму ядер, досить часто ядра відсутні повністю. У таких випадках весь кристал складений високоурановим азональним цирконом, практично чорним у катодолюмінесценції (рис. 3). Серед цирконів гранітів останні також присутні, але в дуже незначній кількості (рис. 2).

Монацити гранітів і лейкосоми Жежелівського кар'єру представлені в основному однорідними світло-жовтими водяно-прозорими сильно сплющеними, зрідка пампушкоподібними, кристалами з рівною блискучою поверхнею та заокругленими контурами. В поодиноких кристалах монациту фіксуються окремі грані та ребра. Близько 10 % зерен монациту містять чорні непрозорі включення, трапляються зростання з польовими шпатами та біотитом.

Монацити гранітів Іванівського кар'єру, порівняно з такими Жежелівського, характеризуються значно меншою прозорістю (до напівпрозорих), що, очевидно, обумовлено дрібно-

ямчастою, до шагреневої, поверхнею більшості кристалів. Характерно, що серед дрібніших зерен відсоток напівпрозорих зерен значно менший (до 20 %), ніж серед великих (понад 90 %).

Уран-свинцева геохронологія гранітів за монацитами та цирконами. Раніше нами були датовані монацити із гранітів Жежелівського кар'єру, для яких отримано вік 2044 ± 11 млн рр. [12]. Практично таке ж значення віку — $2040,9 \pm 2,6$ млн рр. — ми отримали для монацитів (середньозважене за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) із лейкосоми серед біотит-гранатових гранітів бердичівського типу цього кар'єру (табл. 3, пр. G-4/1). Для монацитів із гранітоїдів Іванівського кар'єру виявлено значну розбіжність у значеннях віку (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) від 2042 до 2020 млн рр. (табл. 3, пр. I-5 і I-7), що може бути обумовлено декількома розірваними в часі процесами або одним, але досить тривалим за часом прояву процесом гранітоутворення.

Надзвичайно цікавими виявилися результати датування цирконів на іон-іонному мікрозонді. Нами були досліджені циркони (реліктові ядра та оболонки) із гранат-біотитового граніту (пр. G-7), циркони (виключно оболонки) лейкосоми-3 (пр. G-5) Жежелівського кар'єру та циркони (реліктові ядра та оболонки) із біотит-гранатового "граніту" (пр. I-7) Іванівського кар'єру (табл. 2; рис. 4). Для оболонок цирконів із гранат-біотитового граніту Жежелівського кар'єру отримано вік $2041,9 \pm 6,3$ млн рр. (рис. 5, *a*; табл. 2, ан. G7_6.1, G7_10.2, G7_11.1, G7_14.1, G7_15.1, G7_15.2, G7_16.1, G7_21.1; рис. 4, *a, b*), практично такий же вік мають оболонки цирконів із лейкосоми — $2043,5 \pm 5,8$ млн рр. (рис. 5, *c*; табл. 2, ан. G5_1.1—G5_8.1; рис. 4, *c*), що повністю співпадає з віком, визначеним для монацитів.

Для циркону оболонок біотит-гранатового граніту Іванівського кар'єру (пр. I-7) отримано два значення ізотопного віку. В одному кристалі зроблено два заміри оболонок, вік складає 2001 ± 12 млн рр. (рис. 5, *d*; табл. 2, ан. I-7_3.1 і I-7_3.3; рис. 4, *d* та б). Для оболонок інших чотирьох кристалів отримано вік $2076,9 \pm 7,8$ млн рр. (рис. 5, *d*; табл. 2, ан. I-7_7.1, I-7_13.1, I-7_14.1 і I-7_15.1; рис. 4, *d*). Таким чином, уран-свинцева ізотопна система монацитів і результати датування оболонок кристалів цирконів із граніту Іванівського кар'єру свідчать про декілька етапів прояву процесів

гранітоутворення, що зазнали породи, розкриті Іванівським кар'єром.

Надзвичайно важливими для визначення часу формування порід субстрату бердичівських гранітоїдів — березнинської товщі, є результати датування реліктових ядер в кристалах циркону. Для реліктових ядер циркону із граніту Жежелівського кар'єру отримано субконкордантні (дискордантність від 3 до 7 %) та конкордантні (дискордантність менше 3 %) дати, які (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) лежать в межах 2081—2331 млн рр. (рис. 5, *b*; табл. 2, ан. *G7_1.1—G7_5.1*, *G7_7.1—G7_10.1*, *G7_12.1—G7_17.1*, *G7_18.1—G7_20.1*, *G7_22.1—G7_26.1*; рис. 4, *a*, *b*). Реліктові ядра цирконів із граніту Іванівського кар'єру також характеризуються субконкордантними і конкордантними, але в цілому ще молодшими датами, які (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) знаходяться в межах 2043—2165 млн рр. (рис. 5, *d*; табл. 2, ан. *I-7_1.1—I-7_12.1*, *I-7_16.1*; рис. 4, *d*), при цьому наймолодше ядро (2043 млн рр.) виявлено в кристалі,

який має і наймолодшу (2001 ± 12 млн рр.) оболонку (табл. 2, ан. *I-7_3.2*; рис. 4, *d* та *б*). Ці досить молоді палеопротерозойські значення віку реліктових, очевидно кластогенних, ядер кристалів циркону із бердичівських гранітоїдів добре узгоджуються з отриманими раніше самарій-неодимовими ізотопними модельними датуваннями гнейсів березнинської товщі та бердичівських гранітоїдів [4, 9] і свідчать про палеопротерозойський вік березнинської товщі. Самарій-неодимові модельні дати, що характеризують час відділення речовини із мантиї, варіюють в межах: за моделлю *CHUR* (1980—2230 млн рр.) та (2250—2460 млн рр.) за *DM* [9].

Висновок. Таким чином, формування бердичівських гранат-біотитових гранітоїдів відбувалося на різних ділянках Побужжя асинхронно, у віковому інтервалі 2,08—2,0 млрд рр. тому в результаті палінгенно-анатектичного плавлення палеопротерозойського (не древніше 2,1 млрд рр. тому) субстрату, який відділився від мантиї не раніше 2,46 млрд рр. тому.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бартницький Е.Н., Бибилова Е.Н., Верховляд В.М., Легкова Г.В., Скобелев В.М., Терез Г.Я. ИГМР-1. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 164—167.
2. Безбородько М.І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — К.: Вид-во АН УРСР, 1935. — 389 с.
3. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартницький, В.М. Верховляд, А.А. Комаристый, И.М. Лесная, Н.Ю. Мицкевич, А.Н. Пономаренко, В.М. Скобелев, Д.Н. Щербак. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
4. Довбуш Т.І., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минерал. журн. — 2000. — 22, № 2/3. — С. 132—142.
5. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та поясн. зап.) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Щербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Дранник, М.В. Гейченко. — К.: УкрДГРІ, НСК України, 2004. — 30 с.
6. Лаврентьева И.В., Нгуен Вьет И., Вендиктов В.М. Микрозондовые исследования минеральных парагенезисов полициклического гранулитового комплекса Украинского щита // Минерал. журн. — 1988. — 10, № 1. — С. 33—48.
7. Лучицький В.І. Бердичівський магматичний комплекс // Український кристалічний масив (геолого-петрологічний опис). — К.: Вид-во АН УРСР, 1947. — С. 199—202.
8. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации) / В.М. Лазько, В.П. Кирилук, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. — Львов: Вища шк., 1975. — 239 с.
9. Осьмачко Л.С., Петриченко К.В., Лесная И.М., Котвицкая И.Н. О многоактности образования породных ассоциаций березнинской толщи Днестровско-Бугского мегаблока УЩ // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2014. — № 3 (37). — С. 101—112.
10. Петриченко К.В., Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужжя за монацитом і цирконом (Український щит) // Зб. тез Міжнар. наук. конф. (до 90-річчя акад. М.П. Щербака) "Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6—1,6 млрд рр.) Євразійського континенту (Київ, 16—17 верес. 2014 р.) / ІГМР НАН України; Наук. ред. М.П. Щербак. — К.: Компринт, 2014. — С. 93—94.
11. Половинкина Ю.Ир. О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский гранит Украины // Тр. ВСЕГЕИ. Петрогр. сб. — 1963. — № 5.
12. Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Степанюк Л.М., Лісна І.М., Довбуш Т.І. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту із гранітоїдів Дністерсько-Бугського мегаблоку // Мінерал. зб. Львів. нац. ун-ту. — 2012. — № 62, вип. 1. — С. 144—150.
13. Цымбал С.Н., Кременецкий А.А., Цымбал Ю.Н., Петриченко Е.В. Изотопный возраст монацита из гранитов

- бердичевского и кировоградского комплексов Подольского мегаблока Украинского щита // Тез. докл. Междунар. науч. конф. "Гранитоиды: условия формирования и рудоносность" (Киев, 27 мая — 1 июня, 2013). — Препр. ИГМР им. Н.П. Семеновко. — Киев, 2013. — С. 142—143.
14. Шербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1975. — 271 с.
 15. Black L.P., Kamo S.L. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chem. Geol.* — 2003. — **200**. — P. 155—170.
 16. Krough T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1973. — **37**, No 3. — P. 485—494.
 17. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* — 1989. — **542**, No 88. — P. 40.
 18. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* — 1990. — **557**, No 88. — P. 38.
 19. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. — 1999. — No 1a (2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA).
 20. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. — 2000. — No 2 (2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA).
 21. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. — 1998. — P. 1—35. — (Revs in *Econ. Geol.* ; Vol. 7).

Надійшла 07.05.2015

REFERENCES

1. Bartnitskiy, E.N., Bibikova, E.V., Verhogyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M. and Terets, G.Ya. (1995), *Geohimiya i rudoobrazovanie*, No 21, pp. 164-167.
2. Bezborod'ko, M.I. (1935), *Petrohenezys and petrogenetic map of the crystal strip of Ukraine*, AS URSSR, Kyiv, 389 p.
3. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, Y.N., Verkhogyad, V.M., Komaristyy, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Y., Ponomarenko, O.M., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.N. (1989), *Geochronological Scale of Precambrian Shield of Ukrainian*, Naukova dumka, Kyiv, 144 p.
4. Dovbush, T.I., Skobelev, V.M. and Stepanyuk, L.M. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 22 No 2-3, pp. 132-142.
5. Yesipchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskiy, E.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004), *Correlated Chronostratigraphic Chart of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (chart and explanatory note)*, UkrDGRI, Kyiv, Ukraine, 30 p.
6. Lavrent'yeva, I.V., Nguyen, V.I. and Venidiktov, V.M. (1988), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol 10 No 1, pp. 33-48.
7. Luchits'kiy, V.I. (1947), *Ukrainian crystalline massif (geological and petrological description)*, AS URSSR, Kyiv, pp. 199-202.
8. Laz'ko, V.M., Kyrylyuk, V.P., Syvoronov, A.A. and Yatsenko, H.M. (1975), *Lower Precambrian of the western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formation)*, Vyscha shkola, L'viv, Ukraine, 239 p.
9. Osmachko, L.S., Petrichenko, K.V., Lesnaya, I.M. and Kotvitskaya, I.N. (2014), *Geology and minerals of World ocean*, Vol. 37 No 3, pp. 101-112.
10. Petrichenko, K.V., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Dovbush, T.I., Sergeev, S.A. and Berezhnaya, N.G. (2014), *Geochronology of granitoids Berdychivsky type Pobuzhya for monazite and zircon (Ukrainian Shield)*, Tezy dopov. Mizhnar. nauch. konf. (to 90th M.P. Shcherbaka) "Geochronologia i geodynamica rann'ogo dokembriyu (3.6-1.6 billion years) Euvrasiyskogo kontynenta", (Kyiv, 16-17 sept., 2014), Komprint, Kyiv, pp. 94-95.
11. Polovinkina, Yu.Ir. (1969), *About the origin of cordierite granite - the Berdychivsky granite of Ukraine*, Tr. VSEGEI, Petrograph. sb., No 5.
12. Ponomarenko, O.M., Petrichenko, K.V., Stepanyuk, L.M., Lisna, I.M. and Dovbush, T.I. (2012), *Mineral. zb. of Lviv. Nacion. Univ.*, Lviv, Ukraine, No 62 Vyp. 1, pp. 144-150.
13. Tsymbal, S.N., Kremenetskiy, A.A., Tsymbal, Yu.N. and Petrichenko, K.V. (2013), *The isotopic age of monazite from granite of Berdychivsky and Kirovograd complexes of the Podolsky megablock of Ukrainian Shield*, Tezisy dokl. nauch. konf. "Granitoidy: uslovie formirov. i rudonos." (Kiev, 27 May - 1 June 2013), IGMR NAS of Ukraine, Kyiv, pp. 142-143.
14. Shcherbak, M.P. (1975), *Petrology and geochronology of the Precambrian of the western part of the Ukrainian Shield*, Naukova dumka, Kyiv, 271 p.
15. Black, L.P. and Kamo, S.L. (2003), *Chem. Geol.*, Vol. 200, pp. 155-170.
16. Krough, T.E. (1973), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 37 No 3, pp. 485-494.
17. Ludwig, K.R. (1989), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 542 No 88, p. 40.
18. Ludwig, K.R. (1990), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 557 No 88, p. 38.
19. Ludwig, K.R. (1999), *User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, No 1a, USA.
20. Ludwig, K.R. (2000), *SQUID 1.00, A User's Manual*, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, No 2, USA.
21. Williams, I.S., in McKibben, M.A., Shanks, III, W.C. and Ridley, W.I. (eds) (1998), *Revs in Econ. Geol.*, Vol. 7, pp. 1-35.

Received 07.05.2015

*Л.М. Степанюк¹, А.Н. Пономаренко¹, К.В. Петриченко¹, С.І. Курило¹,
Т.І. Довбуш¹, С.А. Сергеев², Н.В. Родионов²*

¹ Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення
ім. Н.П. Семененко НАН України
03680, г. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua; pan@igmof.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

² Федер. гос. унитар. предпр. "Всероссийский науч.-исслед.
геологический ин-т им. А.П. Карпинского", Центр изотопных исследований
199106, г. Санкт-Петербург, Россия, В. О., Средний пр., 74
E-mail: sergey-sergeev@vsegei.ru; nicolay-rodionov@vsegei.ru

УРАН-СВИНЦОВАЯ ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ БЕРДИЧЕВСКОГО ТИПА ПОБУЖЬЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Гранитоиды бердичевского типа известны под разными названиями: бердичевские, чудново-бердичевские граниты, биотит-гранатовые гранитоиды или биотит-гранатовые бластиты. Они наиболее распространены в междуречье Тетерев — Юж. Буг — Случ, где перемежаются с биотит-гранатовыми мигматитами и гранат-биотитовыми гнейсами, отнесенными к березнинской толще днестровско-бугской серии. Литотипом для них служат гранитоиды, распространенные в Жежелевском карьере, расположенном на правом берегу р. Гнилопять, южнее г. Бердичев. Для бердичевских "гранитов" характерна полиминеральная ассоциация — гранат, кордиерит, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (обычно ортоклаз), кварц и ильменит. Время формирования гранитоидов бердичевского типа определено классическим уран-свинцовым методом по монациту в отделе радиогеохронологии ИГМР НАН Украины и на ион-ионном микрозонде *Shrimp-II* по циркону в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) из гранитоидов Жежелевского и Ивановского карьеров. Монациты из лейкосомы в гранитоидах Жежелевского карьера имеют возраст $2040,9 \pm 2,6$ млн лет. Для монацитов из гранитоидов Ивановского карьера выявлено значительное расхождение цифровых значений возраста (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) от 2042 до 2020 млн лет, что может быть обусловлено несколькими разорванными во времени процессами либо одним, но весьма продолжительным процессом гранитообразования. По результатам датирования цирконов на ион-ионном микрозонде, возраст оболочек цирконов из "гранита" Жежелевского карьера составляет $2041,9 \pm 6,3$ млн лет, практически такой же возраст имеют оболочки цирконов из лейкосомы — $2043,5 \pm 5,8$ млн лет, что полностью совпадает с возрастом, полученным для монацитов. Для циркона оболочек гранитоидов Ивановского карьера получены два значения изотопного возраста. В одном кристалле сделано два замера оболочки и определен возраст 2001 ± 12 млн лет. Для оболочек других четырех кристаллов установлен возраст $2076,9 \pm 7,8$ млн лет. Таким образом, уран-свинцовая изотопная система монацитов и результаты датирования оболочек кристаллов цирконов из "гранита" Ивановского карьера свидетельствуют о нескольких этапах проявления процессов гранитообразования, проявившихся в исследуемых породах. Для реликтовых ядер кластогенного циркона из "гранита" Жежелевского карьера получены субконкордантные и конкордантные датировки, которые (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) лежат в пределах 2081—2331 млн лет. Реликтовые ядра кластогенного циркона из "гранита" Ивановского карьера также характеризуются субконкордантными и конкордантными, однако в целом еще более молодыми датами, которые (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) находятся в пределах 2043—2165 млн лет, при этом наиболее молодое ядро (2043 млн лет) выявлено в кристалле, имеющем самую молодую (2001 ± 12 млн лет) оболочку. Эти весьма молодые палеопротерозойские значения возраста реликтовых кластогенных ядер кристаллов циркона из бердичевских гранитоидов хорошо согласуются с полученными ранее самарий-неодимовыми изотопными модельными датировками гнейсов березнинской толщи и бердичевских гранитоидов и свидетельствуют о палеопротерозойском (не древнее 2,10 млрд лет) возрасте березнинской толщи.

Ключевые слова: Украинский щит, радиогеохронология, гранит бердичевский, циркон, монацит.

*L.M. Stepanyuk¹, O.M. Ponomarenko¹, K.V. Petrichenko¹,
S.I. Kurilo¹, T.I. Dovbush¹, S.A. Sergeev², N.B. Rodionov²*

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua; pan@igmof.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

² Federal State Unitary Enterprise "A.P. Karpinsky Russian Geological Research
Institute", Center of Isotopic Researches
74, Sredny Ave., Vasilevskiy Island, Saint Petersburg, Russia, 199106
E-mail: sergey-sergeev@vsegei.ru; nicolay-rodionov@vsegei.ru

URANIUM-LEAD ISOTOPIC GEOCHRONOLOGY OF BERDYCHIV TYPE GRANITOIDS OF THE BUG AREA (THE UKRAINIAN SHIELD)

Berdychiv type granitoids are known under different titles in Ukrainian publications: Berdychiv, Chudново-Berdychiv granites, biotite-garnet granitoids or biotite-garnet blastites. They are most widespread in interstream area of Teteteriv —

South Bug — Sluch Rivers, where they associate with biotite-garnet migmatites and biotite-garnet gneisses related to Berezninska strata of Dniester-Bug series. Granitoids distributed in Zhezheliv open pit situated on the right coast of Gnylopiat River, to the south of Berdychiv are treated as their lithotype. Multimineral association including biotite, cordierite, plagioclase, potassic feldspar (usually orthoclase), quartz and ilmenite is typical of Berdychiv granites. The formation age of Berdychiv type granitoids was determined by classical uranium-lead method on monazite at the Department of Radiogeochronology of IGMOF of NAS of Ukraine and by ion-ionic microprobe *Shrimp-II* on zircon in the Center of Isotopic Researches VSEGEI (St. Petersburg). Granitoids are sampled in Zhezheliv and Ivaniv open pits. Monazites selected from leucosome of Zhezheliv open pit granitoids show the age of 2040.9 ± 2.6 million years. For monazites from granitoids of Ivaniv open pit considerable discordance in digital age values (on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio) ranging from 2042 to 2020 million years has been established. This fact can be caused by either several separated in time events or by a single granite formation event with prolonged manifestation in time. Dating by ion-ionic microprobe methods carried out on zircon coating from "granite" of the Zhezheliv open pit yields an age of 2041.9 ± 6.3 million years, the age values similar to dating results on coatings of zircons from leucosome — 2043.5 ± 5.8 have million years. It completely coincides with age dating obtained on monazites. For coatings on zircon from the Ivaniv open pit granitoids two values of isotopic age are obtained. One crystal, on which coating two determinations have been made, yields the age of 2001 ± 12 million years. For coatings from other four crystals the age dating of 2076.9 ± 7.8 million years have been obtained. Thus, both uranium-lead isotopic system of monazites and dating of coating of zircon crystals from "granite" of the Ivaniv open pit testify to several stages of granite formation. For relic cores of clastogene zircon from the Zhezheliv open pit "granite" the subconcordant and concordant dating are received, which values (by ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) range from 2081 to 2331 million years. Relic cores of clastogene zircon from "granite" of the Ivaniv open pit are also characterized by subconcordant and concordant dating, but as a whole they are more young in age (by ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) with age values ranging from 2043 to 2165 million years. The most young core (2043 million years) found in zircon crystal show the youngest (2001 ± 12 million years) age of its coating. These, young enough, Paleo-Proterozoic ages of relic clastogene cores of zircon crystals collected from Berdychiv granitoids show good correlation with the earlier samarium-neodymium isotopic modeling dating obtained on gneisses of Berezninska strata and Berdychiv granitoids. This fact can testify to Paleoproterozoic (no older than 2.10 billion years) age of Berezninska strata.

Keywords: Ukrainian Shield, radiogeochronology, granite of Berdychiv, zircon, monazite.