

УДК 550.93

**Л.М. Степанюк, С.І. Курило, В.О. Сьомка,
С.М. Бондаренко, О.О. Коваленко,
Т.І. Довбуш, О.Б. Висоцький**

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua, kurylo.sergiy@gmail.com

ОСОБЛИВОСТІ U-Pb ІЗОТОПНИХ СИСТЕМ ЦИРКОНІВ І МОНАЦИТІВ АСОЦІАЦІЇ ГРАНІТ – "КСЕНОЛІТ": ПЕТРОЛОГІЧНІ ТА ГЕОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ

За результатами уран-свинцевого ізотопного датування цирконів із ендербітогнейсів, у тому числі палеопротерозойських гранітних анатектичних виплавок та тіл мафітових гранулів, поширених північніше с. Завалля, було виявлено менший (близько 30 млн рр.) вік цирконів мафітів, порівняно з віком цирконів із гранітів. Аналогічна ситуація спостерігається в породній асоціації Верхнього Побужжя. Для пояснення цього явища було запропоновано дві концепції. Відповідно до першої, циркони в мафітах і гранітоїдах кристалізувалися одночасно, а більш давній ізотопний вік цирконів обумовлений давнім радіогенним свинцем, який в тій чи іншій формі може знаходитися в цирконах, наприклад у реліктових цирконах ядер, або аномальним ізотопним складом звичайного свинцю. Відповідно до другої концепції, циркони в мафітах кристалізувалися під впливом флюїдів, які б виділилися з магматичного осередку на завершальній стадії кристалізації гранітного розплаву, тобто пізніше за циркони гранітоїдів. Для вирішення цієї проблеми ми дослідили уран-свинцеві ізотопні системи монацитів гранітоїдів і ксенолітів у них. Монацити зазвичай відсутні в породах субстрату, тому вік, отриманий для монацитів, найкращим чином відповідає часу їх кристалізації. Окрім того концентрація урану у монацитах в рази вища, ніж у цирконах, тому вплив давнього радіогенного свинцю, якщо такий і може бути захоплений монацитом, також буде набагато меншим, ніж для цирконів. У Жезелівському кар'єрі основним породним фоном є біотит-гранатові бердичівські "граніти", серед яких як ксеноліти трапляються гіперстен-біотитові, зрідка — двопіроксен-біотитові, кристалосланці та плагіогнейси біотитові, гіперстен-біотитові, зазвичай гранатвмісні, зрідка присутні амфіболіти. Вік монацитів із гіперстенового кристалосланцю $2023,1 \pm 3,3$ млн рр., із бердичівського "граніту" $2042,9 \pm 3,2$, а монациту лейкосоми $2040,9 \pm 2,6$ млн рр. Вік зовнішніх кайм у кристалах циркону бердичівських "гранітів" становить $2041,9 \pm 6,3$ млн рр., оболонки кристалів циркону лейкосоми — $2043,5 \pm 5,8$ млн рр. Це однозначно свідчить, що монацит у ксеноліті основного складу кристалізувався пізніше монациту бердичівських "гранітів" і лейкосоми. Подібний результат ми отримали щодо монацитів із породної асоціації, розкритої Новгородківським кар'єром, в якому поширені порфіроподібні граніти кіровоградського типу. В гранітах відмічаються численні ксеноліти, переважно представлені біотитовими плагіогнейсами. Порфіроподібні граніти і, досить часто, ксеноліти, перетнуті жилами середньо-крупнозернистих гранітів. За результатами U-Pb ізотопного датування, вік монациту порфіроподібних гранітів становить $2039,9 \pm 3,3$ млн рр., жильних гранітів — $2034,8 \pm 1,2$ та монацитів із ксеноліту біотитового плагіогнейсу — $2022,8 \pm 4,3$ млн рр. Таким чином, монацити в ксенолітах основного і кислого складу кристалізувалися майже на 20 млн рр. пізніше від кристалізації цього мінералу в гранітах, що вміщують ці ксеноліти. Кристалізація монациту в ксенолітах (як основного, так і кислого складу), вірогідно, відбувалась під впливом флюїдів, вивільнених на завершальному етапі кристалізації гранітного розплаву. Гранітна магма слабо впливала на породи, з якими вона контактувала, в усякому разі ні в ксенолітах основного складу, ні в кисліших породах (біотитовому плагіогнейсі) вона не спричинила кристалізації монациту.

Ключові слова: уран-свинцевий ізотопний вік, граніт, ксеноліт, монацит, циркон.

© Л.М. СТЕПАНЮК, С.І. КУРИЛО, В.О. СЬОМКА, С.М. БОНДАРЕНКО,
О.О. КОВАЛЕНКО, Т.І. ДОВБУШ, О.Б. ВИСОЦЬКИЙ, 2017

Вступ. Результати ізотопного датування цирконів гранітоїдів та порід основного складу, що у вигляді невеликих ізольованих тіл трапляються в гранітоїдах Дністровсько-Бузького мегаблоку, показали істотно давніший вік цирконів гранітоїдів [3, 6, 8, 10–12]. Для пояснення цього було висунуто дві концепції. Переважна більшість гранітоїдів формується за рахунок плавлення корової речовини, що містить циркон, який досить часто спостерігається у вигляді реліктів або окремих кристалів (ядер) у середині новоутворених кристалів циркону гранітоїдів [14, 9]. В такому випадку, визначаючи вік гранітоїдів за мультизерновими наважками, ми будемо отримувати завищені значення віку. Окрім того, кристали циркону можуть містити древній радіогенний свинець, захоплений під час кристалізації, генетично він не пов'язаний з ураном, що міститься в цирконі. Деяке удревнення віку може бути зумовлене аномальним ізотопним складом домішкового свинцю. Таке "задавнення" залежить як від аномальності ізотопного складу самого свинцю, так і від його кількості в цирконі [7]. Таким чином, відповідно до першої концепції, циркони в гранітоїдах і в ксенолітах основних порід кристалізувалися одночасно, а більш давні цифри ізотопного віку цирконів гранітоїдів обумовлені наявністю домішки давнього радіогенного свинцю, який у тому чи іншому вигляді є в кристалах датованих цирконів. Відповідно до другої концепції, циркони в тілах мафітового складу утворюються на завершальній стадії кристалізації гранітоїдних розплавів під впливом залишкових флюїдів і, таким чином, циркони гранітоїдів дійсно давніші за циркони ксенолітів. Яка із концепцій реалізується в природі, а яка є хибною? Відповідь ми отримали завдяки дослідженню уран-свинцевих ізотопних систем монацитів гранітоїдів і ксенолітів у них. Оскільки монацити зазвичай відсутні в породах субстрату, вік, отриманий для монацитів, найкращим чином відповідає часу їх кристалізації. Окрім того, концентрація урану в монацитах в рази вища, ніж у цирконах, отже, вплив древнього радіогенного свинцю, якщо такий і може бути захоплений монацитом, також буде набагато меншим, ніж для цирконів. Результатами ізотопного датування монацитів із гранітоїдів і ксенолітів у них і присвячена дана робота.

Об'єкти та методи дослідження. В різний час ми вивчали уран-свинцеві ізотопні системи

цирконів із жил гранітоїдів та мафітових гранулітів у кар'єрах поблизу с. Завалля. Уран-свинцеві ізотопні системи монацитів асоціації граніт — "ксеноліт" вивчено у зразках, відібраних у Жежелівському [5, 13] та Новгородківському кар'єрах.

Для ізотопного датування із мономінеральних фракцій цирконів та монацитів вручну під бінокелем було відібрано однорідні кристали. Методику хімічної підготовки, за якою готували мультизернові наважки цирконів і монацитів для мас-спектрометричного аналізу, описано в роботах [14, 15]. Для визначення вмісту урану та свинцю в цирконах використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$ трасер, а у монацитах — $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконано на восьмиколекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT в мультиколлекторному статичному режимі; математичну обробку експериментальних даних — за програмами Pb *Dat* і *ISOPLOT* [16, 17]. Похибки визначення віку наведено за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Геологічна ситуація. Породи гранулітової асоціації відслонені кар'єрами (Одеський та Козачий Яр) північніше с. Завалля. Основним породним фоном зазначених кар'єрів є ендербітогнейси (гіперстенвмісні плагіогнейси), серед яких трапляються поодинокі лінзоподібні тіла мафітових і ультрамафітових гранулітів, дещо поширенішими є пластоподібні тіла двопіроксен-плагіоклазових кристалічних сланців амфібол-, гранат-, зрідка біотитвмісних, які у горизонтальних зрізах досить часто виявляють січні контакти до смугастості ендербітогнейсів [6]. Контакти кристалосланців із ендербітогнейсами чіткі, різкі, водночас виявлено зональність у контактних зонах тіл кристалосланців (Р.Я. Белевцев [2]). У північній частині Одеського кар'єру описано фрагмент осадового розрізу з метаконатитами [4], а в південній виявлено жилу лейкократового грануліту (типу саксонського), який є продуктом кремній-калієвого метасоматозу [4].

Загалом асоціація порід (ендербітогнейси, ультрамафітові та мафітові грануліти) має лінзоподібно-смугасту будову, субширотне простягання і практично вертикальне падіння. На окремих ділянках розвитку ендербітогнейсів, слабко зачеплених неархеїськими та палеопротерозойськими ендегенними процесами,

збереглися структури більш раннього етапу деформацій, представлені мігматитовою смугастістю та сланцюватістю, які мають північно-західне та субмеридіональне простягання [4]. Цю асоціацію, окрім жил, складених двопіроксеновими кристалосланцями, перетинають вертикальні жили палеопротерозойських пегматоїдних гранітів, які переважно мають субмеридіональне простягання. В ендербітогнейсах уздовж смугастості подекуди трапляються мікрозони калієвого метасоматозу, проявлені як артипертити КПШ у плагіоклазі. Такі плагіоклази набувають яскравого світло-зеленого забарвлення. Там, де їхня кількість досить велика, в ендербітогнейсах спостерігається збагачення польовошпатовим матеріалом зі значним збільшенням розмірів зерен, у тому числі гіперстену. Такі ділянки зазвичай мають неправильну форму зі звивистими краями та нечіткими розпливчастими контактами, що дуже нагадують початковий етап формування лейкосоми. На окремих ділянках лейкосомний матеріал добре виокремлений і складає невеликі лінзи, прожилки тощо. Так, у західному борті Одеського кар'єру (станом на 1991 р.) спостерігалася жила з апофізами антипертитового ендербіту, яка розтинає смугастість ендербіто-гнейсів і тіло амфібол-двопіроксенового кристалосланцю. Ендербіт (пр. СП-10-3/а) має такий склад, %: піроксен (в основному, гіперстен) — 5—6, Pl_{39} — 70—75, КПШ — 8, кварц — 10—12, поодинокі зерна біотиту і діопсиду.

У східному борті кар'єру Козачий Яр на контакті жильного тіла гранат-амфібол-двопіроксенового кристалосланцю, що містить циркон віком 1960 млн рр. ([6, див. табл. 2, пр. Е-31]), та ендербітогнейсу, знаходиться лінзоподібне тіло (60 × 25 см) антипертитового ендербіту, апофізи якого розтинають кристалосланець. Ендербіт (пр. Е-31γ) складений, %: гіперстеном — 3—5, антипертитовим плагіоклазом — 45—42, трапляються і полісинтетично здвійниковані плагіоклази, що не містять антипертитів, кварцом — близько 40, КПШ (мабуть, ортоклаз) — близько 5 — таблитчасті та краплеподібні антипертитові вrostки у великих кристалах плагіоклазу. У поодиноких зернах трапляються біотит і діопсид.

Жезелівський кар'єр. Ним розкриті гранат-біотитові, часто кордієритвмісні гранітоїди, переважно гранодіоритового складу. Гранітоїди сірі, неяснопорфіроподібні, слабко гнейсоподібні, з ксенолітами різних розмірів та форм,

представленими гіперстен-біотитовими, зрідка двопіроксен-біотитовими кристалічними сланцями та плагіогнейсами біотитовими, гіперстен-біотитовими, зазвичай гранатвмісними, інколи трапляються амфіболіти. 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, потужністю в декілька сантиметрів, зрідка дециметрів. Лейкосоми складені польовими шпатами, кварцом, у незначній кількості наявні біотит, гранат та кордієрит. Скупчення лейкократового матеріалу навколо ксенолітів, вочевидь були утворені в момент деформації у напівпластичному стані протоліту граніту в результаті обертання ксенолітів і появи зон зниженого 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 можна виділити три типи лейкосом, представлених асоціацією мінералів: плагіоклаз + КПШ + кварц + гранат + біотит; плагіоклаз + КПШ + кварц + гранат + біотит + кордієрит та плагіоклаз + КПШ + кварц + біотит + кордієрит.

Новгородківський кар'єр. Ним розкриті порфіроподібні граніти кіровоградського типу, які містять численні ксеноліти, складені переважно біотитовими плагіогнейсами. Розмір ксенолітів від декількох дециметрів до декількох метрів, форма здебільшого лінзо-, пластоподібна, контакти різкі чіткі. Порфіроподібні граніти та ксеноліти перетнуті численними жилами середньо- та крупнозернистих гранітів, потужність яких від декількох дециметрів до 1—2 м.

Результати уран-свинцевого ізотопного датування та їх обговорення. Кар'єри північніше с. Завалля. Одеський кар'єр, правий беріг р. Пд. Буг. Вік цирконів гранітоїдів визначали для жил ендербіту та граніту. Для з'ясування віку цирконів порід мафітового складу датували циркони із декількох тіл кристалічних сланців.

Антипертитовий ендербіт, пр. СП-10-3/а, жила з апофізами, південна частина західного борту кар'єру. Циркон представлений досить великими, як правило понад 0,2 мм, світло-, блідо-рожевими кристалами. Кристали досить

однорідні прозорі та водяно-прозорі. У відбитих електронах у них виявлено слабко проявлену зональність, деякі кристали вміщують релікти більш ранніх цирконів, об'єм яких не перевищує 1–2 % від об'єму кристала. Вік цирконів із цього ендербіту в різний час визначали за чотирма розмірними мультизерновими наважками [3] та за двома мультизерновими розмірними фракціями, із яких під біокуляром були відібрані блідо-рожеві водяно-прозорі призматичні кристали [12].

За результатами датування розмірних фракцій циркону із антипертитового ендербіту його вік, за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, коливається від 2126 до 2030 млн рр. [3, табл. 2, пр. СП-10/3а], значно менші числові значення віку, отримані за цим же співвідношенням, для блідо-рожевих кристалів — 1991–2011 млн рр. ([12, табл. 3]), що може бути обумовлено присутністю в кристалах незначної кількості реліктових ядер.

Північна частина західного борту Одеського кар'єру, січна жила пегматоїдного граніту, потужність близько 1 м, пр. UR-82/8. Макроскопічно це світло-рожеві грубозернисті породи з червонувато-бурим відтінком, зумовленим наявністю гідроксидів заліза в польових шпатах. Для них характерна масивна текстура і порфіробластова структура. Мінеральний склад, %: гранат, поод. зерна — 10, біотит, поод. зерна — 10, мусковіт, поод. зерна — 8, кварц — 10–50, плагіоклаз — 0–20, КПШ — 40–95; вторинні — силіманіт, поод. зерна — 2, серицит, поод. зерна — 1, кліноцоїзит, карбонат, хлорит і као-

лініт — поод. зерна; акцесорні — апатит, циркон і монацит — поод. зерна; рудні — пірит, халькопірит.

Порода складається з великих (0,5–15 мм) порфіробластів ортоклаз-пертиту, олігоклазу та кварцу, зцементованих більш дрібнозернистою кварц-польовошпатовою основною масою. В останній відзначаються поодинокі зерна біотиту, гранату та мусковіту.

Апатит трапляється у вигляді дрібних (0,05–0,3 мм) округлих зерен у кварці і польових шпатах.

Циркони представлені головним чином світло-рожевими прозорими ізометричними зернами, в незначній кількості присутні рожево-бурі напівпрозорі призматичні, зазвичай тріщинуваті кристали. У зламах окремих рожево-бурих кристалів трапляються ядра сірого кольору. Вік визначали для трьох розмірних фракцій світло-рожевих прозорих ізометричних кристалів (переважно уламки кристалів), отриманих шляхом скочування зерен по похилій площині, однієї мультизернової наважки світло-рожевих кристалів, не розділених за розміром, та для однієї мультизернової наважки коричневих напівпрозорих кристалів та їхніх уламків, результати наведені в табл. 1. З табл. 1 видно, що для рожево-бурих кристалів отримано суттєво давніший вік, ніж для світло-рожевих, що, напевно, обумовлено наявністю реліктових ядер давнішого сірого циркону. Значення віку, отримані для світло-рожевих кристалів, також суттєво різні, за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ варіюють у межах —

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із граніту, пр. UR-82/8

Table 1. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in zircons from granite (sample UR-82/8)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			Дискордантність
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1 Св-Р, I	132,0	61,81	9360	7,9738	3,4490	0,38368	6,5659	2093	2055	2016,2	–3,8
2 "	169,8	76,48	5665	7,9472	3,4795	0,36910	6,2906	2025	2017	2008,9	–0,8
3 "	174,9	80,67	8810	8,0425	3,4330	0,37775	6,4039	2066	2033	1999,5	–3,3
Св-Р, I	163,5	74,99	5410	7,9479	3,5938	0,37837	6,4421	2069	2038	2007,2	–3,1
Р-Бур	2057	829,0	6390	7,7869	6,9195	0,36705	6,4007	2016	2032	2049,5	1,7

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн рр. 1–3 — розмірні фракції, отримані шляхом скочування кристалів похилою площиною. Св-Р — світло-рожеві кристали, Р-Бур — рожево-бурі, I — ізометричні. Тут і у табл. 2–5 — Pb_r — радіогенний.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2000 Ma. 1–3 — dimensional fractions crystals obtained by slide on inclined plane. Св-Р — light-pink crystals, Р-Бур — pink-brown, I — isometric. Here and in the Tables 2–5 — Pb_r — radiogenic.

2016,2—1999,5 млн рр., середнє зважене — 2008 ± 19 млн рр., що добре узгоджується зі значеннями ізоотопного віку, отриманими для блідо-рожевих кристалів циркону ендербіту.

Для з'ясування часу кристалізації циркону в породах мафітового складу в різний час датували циркони із декількох тіл гранат-амфіболових кристалосланців та двох тіл біотит-піроксенових. Геологію Одеського кар'єру в цілому та тіл кристалосланців детально охарактеризовано у роботах [3, 4, 6, 10].

Для цирконів із гранат-амфіболових кристалосланців (пр. E-150, E-10 і E-7) отримано вік за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 1925—1929 млн рр. [6]. Істотно більші значення віку визначено за цирконами із біотит-піроксенових кристалосланців: пр. UR-90 — 1987 ± 17 млн рр., пр. UR-105 — $1988,1 \pm 4,2$ млн рр. [10].

Кар'єр Козачий Яр (лівий беріг р. Пд. Буг, північніше с. Завалля). У східному борті кар'єру на контакті жильного тіла гранат-амфібол-двопіроксенового кристалосланцю, що містить "дорогоцінний" циркон ([6, див. табл. 2, пр. E-31]), та ендербіто-гнейсу, знаходилося (станом на 1996—2012 рр.) лінзоподібне тіло (60×25 см) антипертитового ендербіту (пр. E-31γ), апофізи якого розтинають кристалосланець. Вік циркону із кристалосланцю, за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, варіює в межах 1966—1938 рр. [6], середнє зважене значення віку за цим співвідношенням — $1958,1 \pm 9,3$ млн рр.

Циркон у протолачці ендербіту (пр. E-31γ) представлений, в основному, уламками дуже великих найчастіше ізометричних зерен. За кольором спостерігаються дві відміни: світло-рожева та світло-коричнева. Коричнева відміна циркону є більш пізньою, оскільки зрідка утворює оболонки навколо світло-рожевого циркону (рис. 1, a).

Кристали циркону ізометричні за формою, зрідка мають короткопризматичний та призматичний габітус, грані розвинені добре, але ребра помітно заокруглені, блиск сильний алмазний. Світло-рожеві кристали, в основному, водяно-прозорі, світло-коричневі — напівпрозорі.

У зрізах кристали характеризуються високим двозаломленням, у схрещених ніколях проявляється тонка концентрична зональність (рис. 1, b). Інколи трапляються прозорі, зрідка темні непрозорі включення ізометричної та неправильної форми. В деяких сильно тріщинуватих напівпрозорих зернах відмічено невеликі за об'ємом (декілька відсотків, зрідка 10—

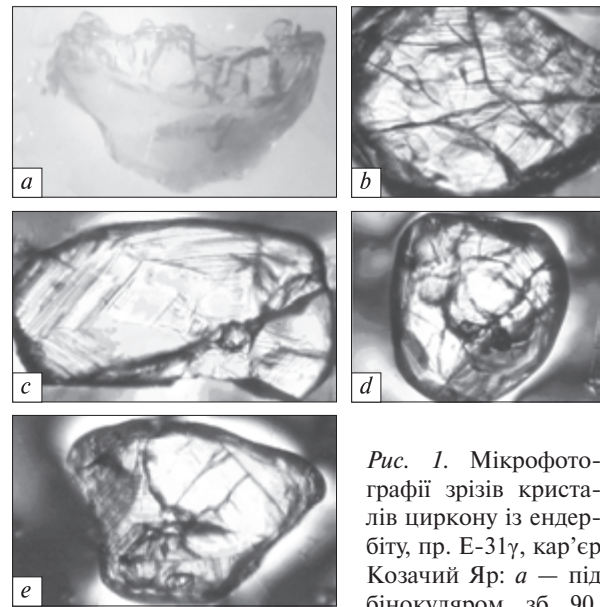


Рис. 1. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із ендербіту, пр. E-31γ, кар'єр Козачий Яр: a — під бінокулярним зб. 90, b—e — під поляризаційним мікроскопом, Нік. +, зб. 240

Fig. 1. Photomicrograph of a crystal cut in zircon enderbite, sample E-31γ, open pit Kozachyy Yar: a — under binocular magnification 90, b—e — under polarization microscope, nicole +, magnification 240

20 % об'єму кристала) релікти (ядра) циркону порід субстрату (рис. 1, c—e).

Час формування ендербіту визначали уран-свинцевим ізоотопним методом за трьома розмірними фракціями світло-рожевих, водяно-прозорих не тріщинуватих кристалів та їхніх уламків і за однією фракцією коричневих*. Результати аналізування наведено в табл. 2, з якої видно, що всі фракції циркону характеризуються практично конкордантними значеннями віку (дискордантність у межах 0,4—0,8 %). Зазначимо, що коричневий циркон, як і за результатами мінералогічного дослідження, має дещо менший вік (див. табл. 2). Середньозважене (за $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) значення віку циркону складає — $1992,7 \pm 2,1$ млн рр.

Таким чином, в обох кар'єрах для цирконів із гранітоїдів, у тому числі ендербіту, апофізи якого перетинають кристалосланець, отримано істотно більші значення ізоотопного віку (приблизно на 30 млн рр.), ніж для цирконів із кристалосланців. Аналогічні результати отримано і для Верхнього Побужжя, де визначено суттєво більші значення ізоотопного віку для цирконів із антипертитових ендербітів —

* Із зазначених фракцій під бінокулярним було вилучено тріщинуваті та мало прозорі кристали, які могли містити реліктові ядра.

2060—2030 млн рр., ніж із ксенолітів кристалосланців — 2000—2026 млн рр. [8].

У деяких випадках за геологічними спостереженнями також можна зробити висновок, що циркони в кристалосланцях кристалізувалися пізніше за циркони ендербітів. Наприклад, циркон у гранат-амфібол-двопіроксеновому кристалосланці (пр. Е-31) кар'єру Козачий Яр є більш низькотемпературним мінералом, ніж циркон із ендербіту. Він містить включення амфіболу, аналогічного за складом породотворювальному амфіболу кристалосланців, що знаходиться в парагенезисі з альмандином (PT-умови альмандин-амфіболітової фації), а циркон в ендербіті кристалізувався за умов гранулітової фації — парагенезис гіперстену і КПШ. Але і в цьому випадку парадоксальним є те, що апофіза ендербіту перетинає кристалосланець: на перший погляд здавалось, що саме вплив ендербіту зумовив кристалізацію циркону в кристалосланці, тобто вік цирконів у обох породах мав би бути однаковим. У результаті подальших досліджень з'ясовано, що кристалосланці зазнали значного впливу з боку ендербітогнейсів. Р.Я. Белєвцев [2] дослідив зональність мафітів і ультрамафітів та дійшов висновку щодо "біметаморфічної дифузійної" її природи та досить значної тривалості цих процесів — понад 25 млн рр.

Жежелівський кар'єр. У цьому кар'єрі досліджені уран-свинцеві ізотопні системи монацитів із кристалосланцю [5], монацити і циркони із бердичівського граніту та лейкосоми в ньому [5, 13]. Вік монацитів гіперстенового кристалосланцю (пр. ЖК-1/10) за верхнім перетином дискордії конкордією складає $2023,1 \pm 3,3$ млн рр. [5], та $2023,2 \pm 3,2$ млн рр. — середнє зва-

жене за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Вік монациту із бердичівського граніту (пр. ЖК-2/10), розрахований за верхнім перетином конкордії дискордією, складає 2044 ± 11 млн рр. [5], та середнє зважене за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2042,9 \pm 3,2$ млн рр. Близький вік — $2040,9 \pm 2,6$ млн рр. — отримано для монацитів із лейкосоми серед бердичівських гранітів (пр. Ж-4/1) [13]. Підкреслимо, що зовнішні кайми (оболонки) кристалів циркону гранат-біотитового граніту (пр. Ж-7) показали вік $2041,9 \pm 6,3$ млн рр., практично такий же вік мають оболонки цирконів із лейкосоми (пр. Ж-5) — $2043,5 \pm 5,8$ млн рр. [13], що повністю співпадає з віком, отриманим для монацитів цих гранітоїдів.

Таким чином, і в Жежелівському кар'єрі виявлено пізнішу кристалізацію монациту в ксеноліті кристалосланцю, порівняно з часом кристалізації не лише монациту, але і магматогенної генерації циркону у вмісному бердичівському граніті. Оскільки монацити відсутні в породах протоліту бердичівських гранітів, ми виключаємо можливість завищення їхнього віку за рахунок реліктів монациту субстрату, а однакові значення віку, отримані для монациту і для зовнішніх кайм цирконів, є чітким свідченням синхронної кристалізації монацитів і зовнішніх кайм (оболонок) кристалів циркону. Отже, ми отримали досить вагомі докази того, що розрив у часі кристалізації цирконів і монацитів із мафітів "ksenолітів" і гранітоїдів, що їх вміщують, реально існує, а не обумовлений "задавленням" цих мінералів з тих чи інших причин.

Новгородківський кар'єр. Для визначення часу кристалізації монацитів у асоціації граніт — "ksenоліт" датували монацити із порфі-

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із ендербіту (пр. Е-31γ, кар'єр Козачий Яр)
Table 2. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in zircons from enderbite (sample E-31γ, open pit Kozachy Yar)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			Дискордантність
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
>0,2, Св-Р	496,3	221,1	5055	7,9971	3,5054	0,36563	6,1774	2009	2001	1993,5	-0,8
>0,1, Св-Р	482,0	215,0	6620	8,0413	3,3891	0,36401	6,1468	2001	1997	1992,5	-0,4
<0,1, Св-Р	570,4	246,5	4150	7,9620	3,8288	0,36044	6,0886	1984	1988	1993,2	0,5
Кор	1139,5	434,9	13090	8,1098	9,4145	0,36035	6,0822	1984	1988	1991,7	0,4

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн рр. Св-Р — світло-рожеві кристали, Кор — коричневі.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2000 Ma. Св-Р — light-pink crystals, Кор — brown.

роподібного граніту (пр. 32/15), який тут переважає, середньозернистого жильного граніту (пр. 33/15) та біотитового плагіогнейсу ксеноліту (пр. 31/15).

Граніт порфіроподібний, пр. 32/15. Граніт сірий з рожевим відтінком трахітоїдної текстури. Структура порфіроподібна. Вкрапленики представлені видовжено-таблитчастими зернами мікрокліну розміром 3—5 см та поодинокими зернами плагіоклазу розміром 3,8—5,0 мм. Разом вони виповнюють близько 20 % об'єму породи. Структура загальної маси рівномірно-середньозерниста з середнім розміром зерен 1,4—2,2 мм, гіпідіоморфнозерниста, з елементами мірмекітової. Мірмекіти переважно є лише на границі з порфіроподібними виділеннями мікрокліну. Катаклиз проявлений слабко у блочно-хвилястому згасанні кварцу.

Мінеральний склад, об'єм. %: плагіоклаз — 51—56, мікроклін — 20, кварц — 18—20, біотит — 7—8. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен, монацит. Вторинні (дуже рідко) хлорит по біотиту, серицит по плагіоклазу.

Монацити утворюють переважно світло-жовті прозорі кристали, рідше — бурувато-, сірувато-жовті напівпрозорі, трапляються поодинокі світло-жовті водяно-прозорі зазвичай ізометричні зерна.

Кристали монациту переважно мають пашкоподібну, зрідка ізометричну форму. Поверхня кристалів рівна, блискуча, контури заокруглені, інколи в зернах є лише окремі грані, в деяких, "сплюснених" — грані пінакоїду. На поверхні кристалів досить часто є ямки та опуклості, очевидно, відбитки мінералів-сусідів.

Монацити досить часто містять включення, які найбільш характерні для бурувато- і сірувато-жовтих зерен. Найчастіше це сульфід, зрідка кварц, польові шпати, біотит. Поодинокі кристали мають сліди крихких деформацій, проявлені здебільшого у вигляді тріщин, зрідка як системи паралельних тріщин. Після обробки монацитів слабким розчином HCl світло-жовті кристали залишилися без змін, а бурувато- та сірувато-жовті вкрилися білими плямами, на деяких зернах білий наліт утворив суцільні кірочки.

Для визначення часу кристалізації монациту уран-свинцевим ізотопним методом датували чотири розмірні фракції світло-жовтих прозорих кристалів цього мінералу, отримані шляхом скочування похилою площиною. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 3. Зважаючи на незначне "розтягування" фігуративних точок уран-свинцевих ізотопних співвідношень на діаграмі з конкордією, як вік монациту приймаємо середнє зважене значення віку за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2039,9 ± 3,3 млн рр.

Граніт середньо-крупнозернистий жильний (пр. 33/15). Граніт світло-сірий, майже білий, масивної текстури. Структура рівномірно-, середньо-крупнозерниста. Розмір окремих зерен від 4 до 7 мм. Таблички мікрокліну мають переважно ідіоморфні обриси, на границі між ними затиснуті скупчення зерен кварцу, що разом обумовлює нечітку пегматоїдну структуру.

Мінеральний склад, об'єм. %: мікроклін — 70—74, кварц — 19—22, біотит — 5—7, плагіоклаз — 2—3; акцесорні — апатит; вторинні —

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із порфіроподібного граніту (Новгородківський кар'єр, пр. 32/15)

Table 3. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazites from porphyritic granites (Novgorodka open pit, sample 32/15)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
1	3122	9276	9810	7,8771	0,13468	0,39973	6,9293	2168	2102	2039,1
2	3062	8905	20240	7,9214	0,13802	0,39991	6,9317	2169	2103	2038,8
3	3053	8896	6080	7,8174	0,13717	0,39785	6,9046	2159	2099	2041,1
4	2924	8783	7210	7,8376	0,13283	0,39903	6,9257	2165	2102	2041,2

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр. 1—4 — розмірні фракції світло-жовтих прозорих кристалів монациту, отримані шляхом скочування похилою площиною. Вік (0) 2039,9 ± 3,3 млн рр. і 0,01 ± 0 млн рр. СКЗВ = 2,3 млн рр.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2040 Ma. 1—4 — light-yellow dimensional fractions transparent monazite crystals, obtained by slide on inclined plane. Age (0) 2039.9 ± 3.3 Ma and 0.01 ± 0 Ma СКЗВ = 2.3 Ma.

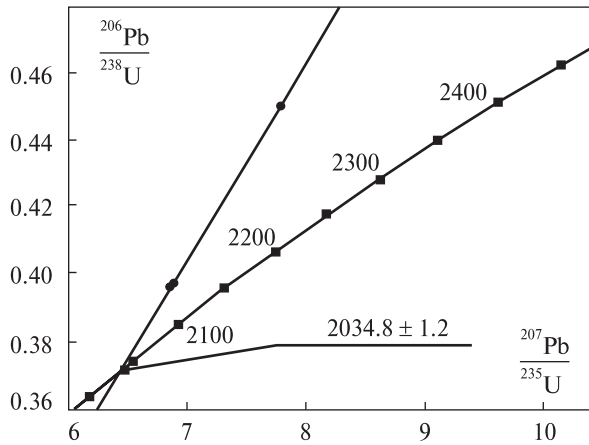


Рис. 2. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із жильного середньо-крупнозернистого граніту, пр. 33/15

Fig. 2. U-Pb diagram with concordia for monazites vein middle granular granite, sample 33/15

хлорит по біотиту, серицит та кальцит по плагіоклазу.

Монацити представлені блідо-жовтими (дрібніші) та світло-жовтими (крупніші) водяно-прозорими та прозорими ізометричними, еліпсоподібними кристалами з заокругленими контурами та рівною блискучою поверхнею. Окремі кристали містять включення та зростання з породоутворювальними мінералами.

Вік монациту визначали за чотирма мультизерновими наважками розмірних фракцій блідо- та світло-жовтих водяно-прозорих ізометричних кристалів мінералу, отриманих шляхом скочування похилою площиною. Результати ана-

літичних досліджень наведені в табл. 4. Вік монациту за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за даними, наведеними в табл. 4, складає $2034,8 \pm 1,2$ млн рр. (рис. 2).

Біотитовий плагіогнейс, пр. 31/15. Порода темно-сірого, майже чорного забарвлення, сланцюватої та нечіткої гнейсоподібної текстури. Структура порфіробластова. Порфіробласти представлені табличчастими зернами плагіоклазу розміром від 1,5 до 2,0 мм, які виповнюють не більше 8–10 % об'єму породи. Зрідка вони утворюють незначні скупчення. Загальна маса гломеро-, ділянками гетеро-, лепідогранобластова, дрібнозерниста. Середній розмір зерен коливається у межах 0,2–0,8 мм, поодинокі зерна — до 1 мм. Слабко проявлені елементи катаклазу відображені у блочно-хвилястому згасанні зерен кварцу та хвилястому — біотиту та плагіоклазу.

Мінеральний склад, об'єм. %: плагіоклаз — 45–53, кварц — 34–37, біотит — 14–16; акцесорні — апатит, циркон, монацит; другорядні — хлорит по біотиту, серицит, кальцит по плагіоклазу.

Монацит. Переважають досить крупні (>0,07 мм) добре огранені кристали світло-жовтого кольору. Зрідка (<1 %) наявні досить дрібні (<0,04 мм) ізометричні світло-жовті водяно-прозорі зерна. Незначна кількість кристалів (2–3 %) має чорне забарвлення. У зрізах останні світло-жовті, а темний, майже чорний колір має тоненька оболонка, що містить численні дрібні, здебільшого чорні вклю-

Таблиця 4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту (жила) (Новгородківський кар'єр, пр. 33/15)

Table 4. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazites from granite (vein) (Novgorodka open pit, sample 33/15)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.		
	U	Pb	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{206\text{Pb}_r}$
1	4051	8358	45660	7,9637	0,24076	0,45057	7,7907	2398	2207	2034,5
2	5105	9250	90900	7,9713	0,24359	0,39946	6,9083	2167	2100	2034,9
3	5038	9183	92600	7,9732	0,24056	0,39790	6,8799	2159	2096	2034,5
4	5191	9352	96400	7,9726	0,24326	0,39672	6,8603	2154	2094	2034,7

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн рр. 1–4 — розмірні фракції блідо-, світло-жовтих водяно-прозорих ізометричних кристалів монациту, отримані шляхом скочування похилою площиною. Вік $2034,8 \pm 1,2$ млн рр. $i - 3 \pm 27$ млн рр. СКЗВ = 0,11.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2030 Ma. 1–4 — dimensional fractions pale-yellow, light-yellow transparent isometric monazite crystals, obtained by slide on inclined plane. Age $2034,8 \pm 1,2$ Ma and -3 ± 27 Ma СКЗВ = 0.11

чення, в тому числі тонкозернистий агрегат сульфідів, який найчастіше виповнює тріщинки. В ограненні великих світло-жовтих кристалів беруть участь добре розвинені грані пінакоїду {100}, інші грані {101}, {001}, {110} і навіть добре виражені ребра. Поверхня граней світло-жовтих кристалів рівна, блискуча, іноді шагренева, зрідка на поверхні трапляються ямки — відбитки мінералів-сусідів. В деяких кристалах є вrostки породоутворювальних мінералів. Після обробки монацитів слабким розчином HCl світло-жовті кристали практично не зазнали змін, темні вкрились білими кірочками.

Вік монациту визначали уран-свинцевим ізотопним методом за мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих прозорих дископодібних кристалів, отриманих шляхом скочування похилою площиною. Аналітичні дані наведено в табл. 5. Вік монациту, за верхнім перетином конкордії лінією регресії, складає $2022,9 \pm 6,7$ млн рр. (рис. 3), середнє зважене значення віку за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2022,8 \pm 4,3$ млн рр.

Отже, в породній асоціації, розкритій кар'єром поблизу с. Новгородка, виявлено три етапи кристалізації монациту: 1 — монацит у порфіроподібному граніті — 2040 млн рр. тому, 2 — монацит у жильних тілах середньозернистих гранітів — 2035 млн рр. тому і 3 — монацит у ксенолітах — 2023 млн рр. тому. Тобто монацити в біотитовому плагіогнейсі ксеноліту кристалізувалися пізніше не лише від монаци-

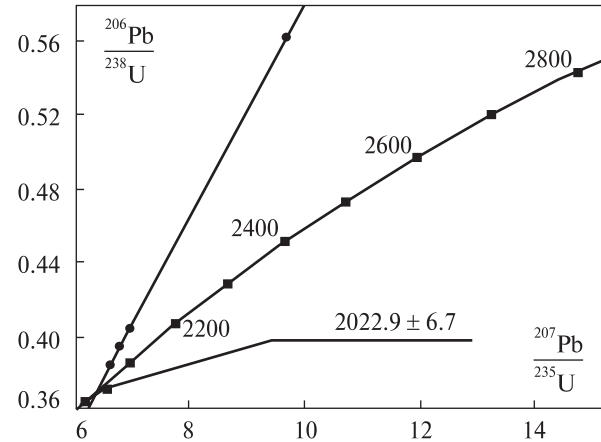


Рис. 3. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із біотитового плагіогнейсу, пр. 31/15

Fig. 3. U-Pb diagram with concordia for monazite biotite plagiogneisses, sample 31/15

тів вмісних, але і від монацитів жильних гранітів. Наявність жильних гранітів, монацити яких займають проміжне положення в цій послідовності, свідчить про те, що монацити в плагіогнейсі ксеноліту кристалізувалися у момент, коли порфіроподібні граніти, що оточували ксеноліт, були вже в твердому стані і зазнали крихких деформацій. Свідченням останніх є січні жили середньозернистих гранітів.

Петрологічні наслідки. Тривалість впливу гранітоїдних розплавів на породи, що контактують із ними, насамперед ксеноліти, складає десятки мільйонів років. Для палеопротерозойських гранітоїдів Українського щита це, можливо, обумовлено загальним розігрівом

Таблиця 5. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із біотитового плагіогнейсу (Новгородківський кар'єр, пр. 31/15)

Table 5. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazites from biotitic plagiogneisses (Novgorodka open pit, sample 31/15)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
1	3846	7259	34360	8,0070	0,36368	0,56198	9,6570	2875	2403	2023,5
2	5375	7914	64900	8,0147	0,30455	0,38526	6,6235	2101	2062	2024,4
3	5421	8089	89280	8,0379	0,31570	0,40110	6,8791	2174	2096	2020,1
4	5624	7439	42200	8,0141	0,36503	0,39500	6,7854	2146	2084	2023,0

П р и м і т к а. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн рр. 1—4 — розмірні фракції світло-жовтих прозорих дископодібних кристалів монациту, отримані шляхом скочування похилою площиною. Вік (1) $2022,9 \pm 6,7$ млн рр. і -2 ± 133 млн рр. СКЗВ = 12. Вік (0) $2022,8 \pm 4,3$ млн рр. і $0,01 \pm 0,15$ млн рр. СКЗВ = 12.

N o t e. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2020 Ma. 1—4 — dimensional fractions light-yellow transparent disc-shaped monazite crystals, obtained by slide on inclined plane. Age (1) $2022,9 \pm 6,7$ Ma and -2 ± 133 Ma СКЗВ = 12. Age (0) $2022,8 \pm 4,3$ Ma and $0,01 \pm 0,15$ Ma СКЗВ = 12.

кори на глибині, де відбувалася кристалізація гранітоїдних мас, що, вірогідно, стало основним фактором повільного та тривалого їх охолодження до температури солідусу.

Геологічні наслідки. Формування тіл гранітоїдів, у тому числі не дуже великих, відбувалося у відносно спокійній тектонічній обстановці. Тектонічні деформації, що мали місце в цей період, фіксуються малопотужними жилами гранітів (гранітні лейкосоми серед бердичівських "гранітів" та навколо дрібних лінзоподібних тіл ксенолітів основного складу в Жежелівському кар'єрі та малопотужні жили середньозернистих гранітів у Новгородківському), вірогідно, носили локальний характер* і не призвели до суттєвих втрат флюїдів. Нам уявляється, що у випадку, коли б тектонічні деформації призвели до суттєвих втрат флюїдів, циркони, тим паче монацити, не змогли кри-

сталізуватися в тілах ксенолітів, оскільки, як видно з наведених даних, силікатний розплав гранітного складу незначно впливав на ксеноліти не лише мафітів, а і на ксеноліти кислішого складу. У будь-якому разі цей вплив не призвів до кристалізації монациту ні у мафітах, ні у гнейсах. Монацит у ксенолітах утворився після того, як гранітний розплав майже повністю розкристалізувався, і граніт мав властивості крихкого тіла.

Висновки. 1. Монацити в ксенолітах (основного і кислого складу) кристалізувалися майже на 20 млн рр. пізніше, ніж у гранітах, що вміщують ці ксеноліти.

2. Гранітний силікатний розплав слабо впливав на породи, з якими він контактував і ні у ксенолітах основного складу, ні у кисліших породах (біотитовому плагіогнейсі) не спричинив кристалізації монациту.

3. Кристалізація монациту в ксенолітах (як основного, так і кислого складу), вірогідно, відбувалась під впливом флюїдів, які вивільнилися на завершальному етапі кристалізації гранітного розплаву.

* Локальний прояв тектонічних деформацій, вірогідно, був обумовлений напівкрихким станом речовини. Можливо, гранітний розплав розкристалізувався не повністю і являв собою щось на кшталт магми.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бартницький Е.Н., Бибикова Е.В., Верхогляд В.М., Легкова Г.В., Скобелев В.М., Терещук Г.Я. ИГМР-1. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 164—167.
2. Белевцев Р.Я. О приконтактной диффузионной зональности в пироксеновых гранулитах Среднего Побужья (Украинский щит) // ДАН Украины. — 1992. — № 10. — С. 123—129.
3. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартницький Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 56—69.
4. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Артеменко Г.В., Богомолов Е.С., Юрченко А.В., Степанюк Л.М., Сукач В.В. Метаморфизованные осадочные породы днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // Литол. и полезн. ископаемые. — 2014. — 49, № 5. — С. 381—397. — DOI: <https://doi.org/10.1134/S002449021405006X>
5. Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Степанюк Л.М., Лісна І.М., Довбуш Т.І. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту із гранітоїдів Дністерсько-Бузького мегаблоку // Мінерал. зб. Львів. нац. ун-ту. — 2012. — № 62, вип. 1. — С. 144—150.
6. Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 10—19.
7. Степанюк Л.М. Уран-свинцовая изотопная система циркона: некоторые особенности интерпретации // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 50—61.
8. Степанюк Л.М. Хронология формирования гранулитовых комплексов Верхнего Побужья, по данным цирконометрии // Минерал. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 71—76.
9. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М. Акцесорні циркони із порід Новоукраїнського масиву // Мінерал. журн. — 2004. — 26, № 4. — С. 19—33.
10. Степанюк Л.М., Гаценко В.А., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Довбуш Т.И., Юрченко А.В. Калиевые мафитовые дайки побужского гранулитового комплекса: геологическое положение, вещественный состав, петрогенезис, возраст // Мінерал. журн. — 2013. — 35, № 3. — С. 73—84.
11. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Курило С.І., Лісна І.М. Фінальний етап гранітоїдного магматизму в Дністровсько-Бузькому мегаблочі Українського щита // Геохімія та рудоутворення. — 2016. — Вип. 36. — С. 72—81.
12. Степанюк Л.М., Лесная И.М., Бартницький Е.Н. Генезис и возраст циркона из чарнокитоидов Завальевского блока Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1995. — 17, № 5. — С. 30—39.

13. Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Курило С.І., Довбуш Т.І., Сергеев С.А., Родіонов М.В. Уран-свинцева ізотопна геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужжя (Український щит) // Мінерал. журн. — 2015. — 37, № 3. — С. 51–66.
14. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
15. Krough T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — 1973. — 37, No 3. — P. 485–494.
16. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. — 1990. — 557, No 88. — P. 38.
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.

Надійшла 16.01.2017

REFERENCES

1. Bartnitskiy, E.N., Bibikova, E.V., Verhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M. and Terets, G.Ya. (1995), *Geokhimiya i rudoobrazovanie*, No 21, Kyiv, UA, pp. 164-167.
2. Belevtsev, R.Ya. (1992), *Dokl. Akad. Nauk Ukrainy*, No 10, Kyiv, UA, pp. 123-129.
3. Lesnaia, I.M., Plotkina, T.E., Stepanyuk, L.M. and Bartnitskiy, E.N. (1995), *Geokhimiya i rudoobrazovanie*, No 21, Kyiv, UA, pp. 56-69.
4. Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Artemenko, G.V., Bogomolov, E.S., Yurchenko, A.V., Stepanyuk, L.M. and Sukach, V.V. (2014), *Lithos. Miner. Resour.*, Vol. 49, Iss. 5, Moscow, RU, pp. 381-397, DOI: <https://doi.org/10.1134/S002449021405006X>
5. Ponomarenko, O.M., Petrichenko, K.V., Stepanyuk, L.M., Lesnaia, I.M. and Dovbush, T.I. (2012), *Mineral. zb., Lviv. Nats. Univ.*, No 62, Vyp. 1, Lviv, UA, pp. 144-150.
6. Stepanyuk, L.M. (1996), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 18, No 4, Kyiv, UA, pp. 10-19.
7. Stepanyuk, L.M. (1998), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 20, No 4, Kyiv, UA, pp. 50-61.
8. Stepanyuk, L.M. (1997), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 19, No 6, Kyiv, UA, pp. 71-76.
9. Stepanyuk, L.M. and Andrienko, O.M. (2004), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 26, No 4, Kyiv, UA, pp. 19-33.
10. Stepanyuk, L.M., Gatsenko, V.A., Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybayev, Sh.K., Dovbush, T.I. and Yurchenko, A.V. (2013), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 35, No 3, Kyiv, UA, pp. 73-84.
11. Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Kurylo, S.I. and Lesnaia, I.M. (2016), *Geokhimiya i rudoobrazovanie*, Vyp. 36, Kyiv, UA, pp. 72-81.
12. Stepanyuk, L.M., Lesnaia, I.M. and Bartnitskiy, E.N. (1995), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 17, No 5, Kyiv, UA, pp. 30-39.
13. Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Petrychenko, K.V., Kurylo, S.I., Dovbush, T.I., Sergeev, S.A. and Rodionov, M.V. (2015), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 37, No 3, Kyiv, UA, pp. 51-66.
14. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, E.N., Verkhoglyad, V.M., Komaristy, A.A., Lesnaia, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, O.M., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.N. (1989), *Geochronological Scale of Precambrian of Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 144 p.
15. Krough, T.E. (1973), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 37, No 3, pp. 485-494.
16. Ludwig, K.R. (1990), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 557, No 88, p. 38.
17. Ludwig, K.R. (1989), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 542, No 88, p. 40.

Received 16.01.2017

Л.М. Степанюк, С.И. Курило, В.А. Семка,
С.Н. Бондаренко, А.А. Коваленко, Т.И. Довбуш, А.Б. Высоцкий

Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр-т Акад. Палладина, 34
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua, kurylo.sergiy@gmail.com

ОСОБЕННОСТИ U-РЬ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ ЦИРКОНОВ
И МОНАЦИТОВ АССОЦИИ ГРАНИТ — "КСЕНОЛИТ":
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

По результатам уран-свинцового изотопного датирования цирконов из эндробитогнейсов, в том числе палеопротерозойских гранитных анатектических выделов и тел мафитовых гранулитов, распространенных севернее с. Завалье, установлен меньший (около 30 млн лет) возраст цирконов из мафитов, чем возраст цирконов из гранитов. Аналогичная ситуация наблюдается в породной ассоциации Верхнего Побужья. Для объяснения этого явления были предложены две концепции. В соответствии с первой, цирконы в мафитах и гранитоидах кристаллизовались одновременно, а более давний изотопный возраст цирконов обусловлен давним радиогенным свинцом, который в той или иной форме может находиться, например, в ядрах реликтовых цирконов или же аномальным изотопным составом обычного свинца. В соответствии со второй концепцией, цирконы в мафитах

кристаллизовались под воздействием флюидов из магматической ячейки на завершающей стадии кристаллизации гранитного расплава, т. е. позже цирконов гранитоидов. Для решения этой проблемы изучены уран-свинцовые изотопные системы монацитов гранитоидов и ксенолитов в них. В Железевском карьере основной породный фон — биотит-гранатовые бердичевские "граниты", среди которых в виде ксенолитов встречаются кристаллосланцы и плагиогнейсы, изредка присутствуют амфиболиты. Возраст монацитов из гиперстенового кристаллосланца $2023,1 \pm 3,3$ млн лет, из бердичевского "гранита" $2042,9 \pm 3,2$, а монацита лейкосомы $2040,9 \pm 2,6$ млн лет. Возраст внешних кайм в кристаллах циркона бердичевских "гранитов" составляет $2041,9 \pm 6,3$ млн лет, оболочек кристаллов циркона лейкосомы — $2043,5 \pm 5,8$ млн лет. Это однозначно свидетельствует, что монацит в ксенолите основного состава кристаллизовался позже монацита как в бердичевских "гранитах", так и монаците лейкосомы. Походный результат получен для монацитов из порфировидных гранитов кировоградского типа, вскрытых Новгородковским карьером. В гранитах отмечены многочисленные ксенолиты, преимущественно биотитовых плагиогнейсов. Порфировидные граниты и ксенолиты секутся жилами средне-крупнозернистых гранитов. Согласно результатам U-Pb изотопного датирования возраст монацита порфироподобных гранитов составляет $2039,9 \pm 3,3$ млн лет, жильных гранитов — $2034,8 \pm 1,2$, монацитов из ксенолита биотитового плагиогнейса — $2022,8 \pm 4,3$ млн лет. Таким образом, монациты в ксенолитах основного и кислого состава кристаллизовались под влиянием флюидов на заключительном этапе кристаллизации гранитного расплава почти на 20 млн лет позже, чем в гранитах, содержащих эти ксенолиты. Гранитная магма слабо влияла на породы, с которыми контактировала, во всяком случае, в ксенолитах основного состава и в более кислых породах (биотитовом плагиогнейсе) она не вызвала кристаллизации монацита.

Ключевые слова: уран-свинцовый изотопный возраст, гранит, ксенолит, монацит, циркон.

*L.M. Stepanyuk, S.I. Kurylo, V.O. Syomka,
S.M. Bondarenko, O.O. Kovalenko, T.I. Dovbush, O.B. Vysotskiy*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Av., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua, kurylo.sergiy@gmail.com

FEATURES OF U-Pb ISOTOPIC SYSTEMS OF ZIRCON AND MONAZITE FROM GRANITE — "XENOLITH" ROCK ASSOCIATION: PETROLOGIC AND GEOLOGIC CONSEQUENCES

Based on U-Pb dating of zircon from enderbitic gneisses, including Palaeoproterozoic granite's analectic melting and bodies of mafic granulites, which are common northwards the Zavallya village; it has been found that zircon from mafic rock is of a less age, more than 30 Ma, than one from granite. Similar situation is observed for rock association of the Upper Bug area. Two concepts are proposed for explaining the fact. According to the first one, the zircons of mafic rocks and granitoids were crystallized simultaneously, but the older age dating is due to ancient radiogenic lead, which is located in zircon as relic zircon's nucleus, or due to anomalous isotopic composition of "common" lead. According to the second one, the zircons of mafic rocks were crystallized under the influence of fluids released from magma chamber on the final crystallization stage of granite melting, i. e. later than the zircons of granitoids. To solve the problem the U-Pb systems of monazites from granitoids and their xenoliths have been studied. Monazites are usually absent in the rocks of substrate, thus the monazite's age fits best their crystallization age. Moreover, uranium content in monazites is many times richer than in zircon, the impact of contaminated radiogenic lead, if it might be hosted by monazite, is therefore not sufficient, as for zircon. Main host rocks of the Zhezhelevka open pit are biotite-garnetiferous Berdychiv "granites"; there are hypersthen-biotitic crystalline schists, seldom two-pyroxene-biotitic crystalline schists biotitic and plagiogneisses, as xenoliths among these host rocks. The age of monazite from hypersthen-biotitic crystalline schists is 2023.1 ± 3.3 Ma. The monazite age of Berdychiv "granite" is 2042.9 ± 3.2 Ma. The age of monazite from leucocratic part of the granite substrate is 2040.9 ± 2.6 Ma. It is an unambiguous proof that the monazite from xenolithe of basic composition was crystallized later than that from Berdychiv "granites" and another one from leucocratic part of the granite substrate. Similar result has been obtained for monazites of the Novgorodka open pit rock association, where porphyritic granites of the Kirovograd type are widespread. There are numerous xenoliths there, essentially biotitic plagiogneisses. Porphyritic granites and often xenoliths are intersected by veins of medium- and coarse-grained granites. Based on results of U-Pb dating the age of monazite from porphyritic granite is 2039.9 ± 3.3 Ma, 2034.8 ± 1.2 Ma is for veined granite, 2022.8 ± 4.3 Ma for monazites from xenoliths of biotitic plagiogneisses. Thus, the monazites in xenoliths of basic and acid composition were crystallized 20 Ma later than in granites which host the xenoliths. Crystallization of the monazite in xenoliths of both basic and acid composition proceeded apparently under the influence of fluids released at the final stage of granitic melting. Granite magma affected slightly the rocks it intruded. In any case, there is no monazite in xenoliths of basic composition, or in more acid ones, as biotitic plagiogneiss.

Keywords: U-Pb dating, granite, xenolithe, monazite, zircon.