

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.01.041>
УДК 550.93

Л.М. Степанюк, д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, проф., заст. дир.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

Т.І. Довбуш, наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

О.Б. Висоцький, канд. геол. наук, наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: alek.vysotsky@gmail.com; <http://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

І.М. Лісна, канд. геол.-мін. наук, старш. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: Lesirmich004@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7545-1752>

О.В. Білан, зав. лаб.
Київський національний університет ім. Тараса Шевченка
Навчально-науковий інститут "Інститут геології"
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: olenka.bilan@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-0964-6003>

ЦИРКОН ТА МОНАЦИТ ЯК ГЕОХРОНОМЕТРИ

Обговорено результати уран-свинцевого ізотопного датування монацитів і цирконів із кристалічних порід Українського щита (гранітоїди, сформовані за РТ умов гранулітової та амфіболітової фацій та гнейси і кристалічні сланці що як ксеноліти знаходяться в цих гранітоїдах). Показано, що в одних випадках значення віку, наприклад, монацитів та зовнішніх облямівок цирконів із гранітоїдів бердичівського типу, поширених в Жезелівському кар'єрі, добре збігаються, в інших, як от гранітоїдів Іванівського кар'єру, розходяться на величину, що значно перевищує похибку визначення. Ще більші розбіжності виявлено між віком циркону (1,95—1,96 млрд рр.) із мафітового грануліту з віком циркону (1,99 млрд рр.) та віком монациту (1,89—1,83 млрд рр.) із січної жили ендербіту, поширених в Одеському кар'єрі. Значні розходження в числових значеннях віку, розрахованих за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2015,8—1984,8 млн рр.), які значно перевищують аналітичну похибку, не дають змоги використати U-Pb діаграму з конкордією для інтерпретації аналітичних даних, отриманих для цирконів із ендербіту Сабарівського кар'єру. Не відповідає умовам моделі Аренса-Везерілла уран-свинцева ізотопна система монациту із жили біотитового граніту, поширеного в Одеському кар'єрі. Вік монациту, за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, коливається у межах 1909,5—1867,0 млн рр., тобто перевищує 40 млн рр., що значно перевищує аналітичну похибку (не більше 5 млн рр.). Автори дійшли висновку, що монацит є кращим мінералом-геохронометром, порівняно з цирконом, для визначення віку палінгенно-анатектичних гранітоїдів. На відміну від циркону, який зазвичай успадковує реліктові ядра материнських порід, реліктові ядра в монацитах є винятковим явищем. Однак і мона-

Цитування: Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б., Лісна І.М., Білан О.В. Циркон та монацит як геохронометри. *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 1. С. 41—55. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.01.041>

цит не є ідеальним мінералом-геохронометром для визначення часу протікання ендегенних геологічних процесів. Через те, що кристалізація монациту зумовлена активністю кальцію в середовищі мінералоутворення в одній і тій же породній асоціації, в породах різного складу монацит кристалізується в різний час. Поєднання радіогеохронологічних досліджень циркону та монациту разом з мінералогічним вивченням внутрішньої будови їхніх кристалів надає широкі можливості для визначення часу та тривалості протікання ендегенних геологічних процесів.

Ключові слова: U-Pb ізотопна система, монацит, циркон, гранітоїди, кристалічний сланець, гнейс.

Вступ. Наразі в уран-свинцевій радіогеохронології широко використовують різні уран-вмісні акцесорні мінерали, але одним із найперших мінералів, за яким почали визначати вік за допомогою U-Pb ізотопного методу, був монацит [2, 10]. З удосконаленням методичної бази та маспектрометрів перше місце за частотою використання поступово отримав циркон, а монацит відійшов на другий план.

Циркон — силікат цирконію, $Zr[SiO_4]$. Містить, як правило декілька відсотків Hf, що ізоморфно заміщає Zr у кристалічній ґратці. Звичайні домішки Y, Th, U, рідкісноземельні елементи. Сингонія тетрагональна. Огранення кристалів зумовлене комбінацією граней біпіраміди {111} і призми {110} та/або {100}. Іноді в головках кристалів наявні грані біпіраміди {311}, {331} та інших.

Монацит — фосфат рідкісноземельних елементів, $(Ce, La)[PO_4]$. Окрім Ce_2O_3 — 21,1—32,3 %, La_2O_3 — 27,9—41,83, P_2O_5 — 24,9—29,7 %, монацит містить оксиди торію (від десятих часток відсотків до 10 %, інколи 28 % [1]), урану (0,4—1,4 %), свинцю (0,2—1,4 %) [2, 3] та ін. Монацит має моноклінну структуру, комірка кристалів представлена тетраедрами $[P_2O_5]$, які зв'язуються в загальну структуру атомами (Ce, La), що перебувають у дев'ятерній координації атомів кисню. Для монациту характерні кристали, головними формами яких є пінакоїди {100}, {101} та призми {110}. Іноді відмічаються грані призми {111} [1].

У кристалічних породах Українського щита (УЩ) циркон є наскрізним мінералом. У магматичних породах кислого складу він починає кристалізуватися на ранньомігматичній стадії і кристалізується до повного завершення кристалізації силікатного розплаву та зникнення залишкового флюїду. У габроїдах на перших етапах кристалізації цирконій йде на побудову кристалів баделеїту і лише з поя-

вою надлишку SiO_2 в системі, кристалізується циркон. Метаморфогенний циркон є в породах, метаморфізованих не нижче епідот-амфіболітової фації.

На відміну від циркону, кристалізація якого пов'язана з надлишком SiO_2 і, отже, він є "забороненим" мінералом в парагенезисі з олівіном, для кристалізації монациту необхідна низька активність іонів Ca, що забезпечує "надлишок" P_2O_5 . В іншому випадку буде кристалізуватися апатит. Водночас і в протолочних пробах, і навіть у шліфах досить часто є обидва ці мінерали, що можна пояснити асинхронністю їхньої кристалізації. Апатит поширеніший, навіть порівняно з цирконом. Монацит є порівняно рідкісним мінералом. В кристалічних породах Українського щита в значних кількостях (від декількох десятків грамів до декількох сотень грамів на тонну) монацит є в гранітоїдах бердичівського, житомирського, літинського, кіровоградського, новоукраїнського, зрідка уманського та гайсинського комплексів, у двопольовошпатових гранітах обрамлення Криворізької структури, чарнокітах Славгородського блоку, плагіоклаз-калішпатових гранітах і пегматитах Приазовського мегаблоку. Досить поширений цей мінерал в гнейсах, зрідка в амфіболітах та кристалічних сланцях, що асоціюють з монацитовмісними гранітами та мігматитами; відмічається в кварцитах кошаро-олександрівської світи бузької серії (Середнє Побужжя); спорадично трапляється в метапісковиках скелюватської світи криворізької серії; в поодиноких зернах трапляється в гранітах Коростенського масиву та метасоматитах Суцано-Пержанської зони.

Кристали монациту мають пампушкоподібну, часто сплющену (дископодібну) форму та заокруглені обриси, в деяких зернах спостерігаються поодинокі грані, зрідка трапляються добре огранені кристали. Колір світ-

ло-, коричнювато-жовтий, коричнювато-бурий до бурого, зрідка темно-коричневий майже до чорного. Зерна монациту часто містять включення сульфідів і породоутворювальних мінералів, у протоlochках відмічаються зростання з кварцом, польовими шпатами та слюдами.

Не зважаючи на те, що монацити не мають яскраво виражених типоморфних і типохімічних ознак, характерних цирконам, цей мінерал має суттєві переваги над цирконом для визначення віку, в усякому разі гранітоїдів. Насамперед, монацити найчастіше кристалізуються на завершальних стадіях гранітоутворення і їхній вік добре характеризує час формування гранітів. Застосування монацитів для датування гранітоїдів УЩ має значну перевагу ще й тому, що гранітоїди УЩ здебільшого сформувалися за рахунок корового джерела, через що кристали циркону досить часто, як в ядрах, містять релікти циркону порід субстрату, що спричиняє суттєве удревнення отриманих за цирконом ізотопних дат.

Об'єкти та методи дослідження. Проаналізовано уран-свинцеві ізотопні системи співіснуючих акцесорних цирконів і монацитів із гранітоїдів бердичівського типу, поширених в Жежелівському та Іванівському кар'єрах та досліджено ізотопні системи цих мінералів із кристалічного сланцю (пр. ВП-9-1) та біотит-гіперстенового плагіогнейсу (пр. ВП-9-2), що у вигляді ксенолітів трапляються серед гранітоїдів Жежелівського кар'єру (Верхнє Побужжя). Обговорюються результати уран-свинцевого ізотопного датування монациту із ендербіту, пр. ВП-10-1, Сабарівського кар'єру (Верхнє Побужжя), монациту та циркону із антипертитового ендербіту (пр. Е-31у) та циркону із метамафіту (амфібол-двопіроксенового гранатвмісного кристалосланцю (пр. Е-31), кар'єр Козачий Яр (р-н с. Завалля) та монациту із двопольовошпатового граніту, пр. 208/82, Одеського кар'єру (р-н с. Завалля, Середнє Побужжя), уран-свинцеві ізотопні системи яких не можуть бути інтерпретовані за моделлю Аренса-Везерілла [12, 19].

Монацити та циркони датували за допомогою класичного уран-свинцевого ізотопного методу у відділі радіогеохронології Ін-

ституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Методику хімічної підготовки, за якою готувалися зразки цих мінералів для маспектрометричного аналізу, описано в роботах [11, 14]. Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер. Хімічна підготовка цирконів для маспектрометричного аналізу відмінна від такої для монацитів використанням змішаного $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$ трасера.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконано на восьмиколекторному маспектрометрі MI-1201 АТ в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами Pb Dat і ISOPLOT [15, 16]. Похибки визначення віку наведено за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1.

Результати дослідження та їх обговорення. Наш досвід прецизійного ізотопного датування кристалічних порід УЩ за монацитом свідчить, що монацит не є ідеальним мінералом-геохронометром. Як виявилось, поряд з датами з досить невеликими похибками (до ± 1 млн рр.) [5, 7—9], доволі часто розбіжності у віці, розрахованому навіть за надійнішим ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значимо (10—20 млн рр. інколи і більше) перевищують похибку їхнього визначення, що в одних випадках можна пояснити тривалістю ендегенного процесу (гранітоутворення, метаморфізм тощо), в інших доводиться визнавати, що гранітний розплав так довго перебувати у верхніх шарах земної кори не може. Прикладом цього можуть бути результати ізотопного датування цирконів і монацитів гранітів бердичівського типу, поширених в Жежелівському та Іванівському кар'єрах [7]. І для монацитів, і для зовнішніх оболонок кристалів циркону, як із бердичівських "гранітів" Жежелівського кар'єру, так із лейкосом в них отримано однакові, в межах похибки, значення віку в інтервалі 2040—2045 млн рр. Водночас і для монацитів, і для зовнішніх оболонок кристалів циркону із бердичівських "гранітів" Іванівського кар'єру отримані значення віку, що за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ розходяться понад 80 млн рр. для оболонок циркону 2084—

1999 млн рр., та понад 20 млн рр. для монациту — 2042,1—2020,2 млн рр., що значимо перевищує похибку їхнього визначення.

Незважаючи на те, що для цирконів і монацитів із гранітоїдів Жежелівського кар'єру отримано результати, які дуже добре узгоджуються, для цирконів та монацитів із ксеноліту (кристалічний сланець, пр. ВП-9-1 та біотит-гіперстеновий плагіогнейс, пр. ВП-9-2) у цих же гранітоїдах, отримано значення віку, що значимо розходяться як між собою, так і від віку вмісних гранітоїдів.

Біотит-двопіроксеновий кристалосланець, пр. ВП-9-1 відібрано із центральної частини ксеноліту (видимий розмір: ~2 м упоперек та ~7 м за простяганням) серед типових гранітоїдів бердичівського типу. На контакт з "гранітом" відмічається біотитова облямівка.

Кристалосланець — чорна порода з слабко проявленою сланцюватою текстурою. Структура рівномірно-дрібнозерниста (0,2—0,8 мм), лепідогранобластова. Катаклаз проявляється у хвилястому згасанні всіх зерен загальної маси, а також у мікроссувах лусок біотиту.

Мінеральний склад, %: піроксени (різко переважає гіперстен, моноклінний піроксен) — 35—40, плагіоклаз — 50—55, біотит — 10—15, кварц — 2—3. Акцесорні — апатит, циркон, монацит, графіт.

Хімічний склад породи, ваг. %: SiO_2 — 50,14, TiO_2 — 1,35, Al_2O_3 — 12,80, Fe_2O_3 — 1,70, FeO — 8,30, MnO — 0,20, MgO — 10,50, CaO — 10,25, Na_2O — 1,30, K_2O — 1,00, P_2O_5 — 0,25, S — 0,05, H_2O — 0,30, в. п. п. — 1,80, сума — 99,94.

Плагіоклаз представлений табличками розміром 0,2—0,5 мм, з чіткими тонкими та широкими двійниками, рідше слабко розвинутими. Часто відмічається ялинкоподібне згасання двійників, очевидно внаслідок пластичних деформацій.

Кварц має вигляд округлих зерен розміром 0,1—0,3 мм, з хвилясто-блочним згасанням, ксеноморфний, втиснутий у міжзернові граніці Зерна кварцу деформовані, більші розтріскані, на границях здебільшого рекристалізовані.

Піроксен переважно представлений гіперстеном, в поодиноких зернах трапляється діопсид. Переважно безбарвний, призматичної

та округлої форми, розміром від 0,2—0,4 мм, до 1 мм. Інколи містить включення плагіоклазу, біотиту або перебуває в зростанні з біотитом.

Біотит спостерігається у вигляді лусок з розщепленими краями, зрідка має ідіоморфну форму. Забарвлення буро-коричневе з чітким плеохроїзмом: *Ng* — буро-коричневий; *Np* — світло-коричневий. Часто має хвилясте згасання, відмічаються мікроссуви.

Графіт — поодинокі дрібні пластинчасті та лускаті зерна, приурочені до біотиту.

Циркон в шліфах відмічається у вигляді округлих зерен коричневого та світло-коричневого забарвлення та з гетерогенною внутрішньою будовою. В біотиті утворює плеохроїчні дворики.

Під бінокляром серед кристалів циркону виявлено три типи: 1 — "дорогоцінні" (поодинокі зерна); 2 — рожеві короткопризматичні (~98 % концентрату) з нечітким обмеженням. Кристали мають еліпсоподібну до ізометричної форму. У деяких кристалах як ядра відмічається "дорогоцінний" циркон; 3 — коричневі (1—2 %), як правило, призматичні кристали з "заокругленими" ребрами. Очевидно, що всі три типи кристалів є вторинними утвореннями, які виникли в результаті накладання процесів гранітизації та метаморфізму.

За допомогою уран-свинцевого методу проаналізовано мультизернові наважки рожевих короткопризматичних кристалів циркону, для цього під бінокляром розмірні фракції мінералу очищено від інших двох типів кристалів. Результати аналітичних досліджень зазначених фракцій циркону подано в табл. 1. За верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 1, отримано дату $2050 \pm \pm 33$ млн рр., яка є мінімальним віком вихідних мафітів, середнє зважене значення віку, за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, становить 2063 ± 18 млн рр.

Монацит представлений досить дрібними (<0,040 мм) переважно жовтими (в незначній кількості, ~5 %, присутні світло-жовті) водяно-прозорими ізометричними і пампушкоподібними зернами із заокругленими контурами.

Вік визначали за мультизерновими наважками розмірних фракцій жовтих та світло-

жовтих кристалів. Розмірні фракції отримано за допомогою методу скочування похилою площиною. Результати аналітичних досліджень подано в табл. 2.

Зважаючи на те, що отримано субконкордантні значення віку та відсутність лінійності у розміщенні фігуративних точок свинець-уранових співвідношень, за вік монациту прийняли середнє зважене значення віку, за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2031 ± 26 млн рр., що в межах похибки збігається з віком монациту із вмісних гранітоїдів. Водночас вік, розрахований за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, як деяких фракцій монациту, так і циркону, тим більше між віком циркону та віком монациту розходиться значима похибка їхнього визначення. Якщо для циркону такі розходження можна пояснити наявністю декількох різновидів та, очевидно, різновікових гене-

рацій цього мінералу, то монацити представлені виключно однорідними кристалами. На нашу думку, незважаючи на те, що в багатьох випадках дослідники оцінюють температуру закриття ізотопної системи монациту в понад 1000 °С [18], хоча є і менш оптимістичні оцінки, нижче 750 °С [17], в даному випадку ми схилиємося до висновку, що розходження у віці (понад 5 млн рр.) різних розмірних наважок монациту (див. табл. 2, 3) обумовлено дифузійними втратами (низькою, нижче 700 °С, пороговою температурою). В усякому разі у даному випадку наважки дрібніших кристалів монациту показують менший вік за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (див. табл. 2).

Плагіогнейс біотит-гіперстеновий пр. ВП-9-2, с. Жежелів, кар'єр, ксеноліт у гранат-біотитовому бердичівському "граніті". Порода темно-сіра зі сланцюватою, ділянками з не-

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в рожевих кристалах циркону із біотит-піроксенового кристалосланцю, пр. ВП-9-1, кар'єр с. Жежелів

Table 1. Uranium, lead content and isotopic composition of lead in pink crystals of zircon from biotite-pyroxene crystalline shale, sample ВП-9-1, quarry Zhezheliv

Фракція циркону	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
>0,063	312,0	131,1	2618	7,5782	10,002	0,39416	6,90395	2142	2099	2057
0,063—0,056	470,1	195,1	4815	7,6696	10,970	0,39361	6,93419	2140	2103	2068
0,056—0,040	350,6	152,3	4288	7,6418	10,390	0,41017	7,23375	2216	2141	2069
<0,04	607,5	245,5	4793	7,7159	10,258	0,38156	6,67982	2084	2070	2056

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 2060 млн рр.
Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2060 Ma.

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із кристалосланцю, Жежелівський кар'єр, пр. ВП-9-1

Table 2. Uranium, lead content and isotopic composition of lead in crystalline slate monazites, Zhezhelivsky quarry, sample ВП-9-1

Фракція монациту	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			Дискорд., %
	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	3250	3300	26 100	7,9548	0,52143	0,38517	6,6559	2100	2067	2033,4	-3,3
2	3498	3436	14 120	7,9404	0,54813	0,38417	6,6277	2096	2063	2030,6	-3,2
3	3421	3294	17 800	7,9599	0,56392	0,38348	6,6097	2093	2061	2028,9	-3,1

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн рр. 1—3 — розмірні фракції жовтих та світло-жовтих кристалів.
Note. The correction for ordinary lead was introduced by Stacey and Kramers at the age of 2030 Ma. 1-3 — size fractions of yellow and light yellow crystals.

ясно гнейсоподібною текстурою. Структура рівномірно-дрібнозерниста (0,4—1,0 мм), лепідогранобластова, ділянками нечітка гіпідіоморфнозерниста. Дрібніші зерна кварцу часто знаходяться в інтерстиціях більших плагіоклазів. Слабо проявлені елементи каткластичної структури у вигляді хвилястого, зрідка хвилясто-блочного згасання зерен та тектонобластичної, проявленої у слабкій грануляції на міжзернових границях.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 50—65, кварц — 25—27, біотит — 4—5, гіперстен — 8—10, КПШ — 2—3, рудні (графіт, сульфід) — 1—3. Акцесорні — циркон, апатит, монацит.

Плагіоклаз округлої, ксеноморфної, зрідка нечітко таблитчастої форми розміром 1—4 мм. Багато зерен мають тонкі двійники, що нерідко розвинуті у вигляді плям. Більші зерна містять дрібні таблитчасті та краплеподібні антипертити. Великі зерна дещо розтріскані.

Кварц представлений ксеноморфними зернами розміром 1—2 мм. Дрібніші зерна втиснуті в інтерстиціях плагіоклазів. Всі зерна мають блочно-хвилясте згасання, часто гранульовані на периферії.

Біотит ксеноморфної форми, розміром менше 1 мм. Здебільшого приурочений до гіперстену, зрідка розміщений в загальній масі. Часто формує незначні плямисті скупчення. Забарвлення червоно-буре з чітким та різким

плеохроїзмом: *Ng* — буро-коричневий з червоним відтінком; *Np* — світло-коричневий, жовтий. Зрідка заміщується блідо-зеленим хлоритом. Подекуди у його межах виділяються оксиди заліза.

Гіперстен призматичної, рідше закругленої форми, розміром 0,5—1,3 мм, переважно трапляється у поодиноких зернах, подекуди у незначних скупченнях. Безбарвний, зрідка має ледь помітне жовтувате забарвлення.

КПШ розташований переважно в інтерстиціях плагіоклазів. Поодинокі зерна містять дрібні дископодібні пертити.

Графіт формує ксеноморфні пластинки, луски розміром менше 0,1—0,5 мм.

Циркон формує дрібні округлі та призматичні зерна світло-коричневого забарвлення, що хаотично розміщені в загальній масі.

Монацит світло-жовтого забарвлення, переважно округлої форми розміром 0,1—0,03 мм. Знаходиться на границі зерен, включені в біотит та мікроклін.

Під бінокулярном монацити представлені блідо-жовтими прозорими пампушкоподібними (~ 30 %) та дископодібними кристалами з сильно заокругленими контурами та, переважно, шагреневою, зрідка гладенькою блискучою поверхнею.

Аналітичні результати дослідження уран-свинцевої ізотопної системи мультізернових наважок розмірних фракцій блідо-жовтих кристалів монациту наведені в табл. 3. Роз-

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із гіперстен-біотитового гнейсу, Жежелівський кар'єр, пр. ВП-9-2

Table 3. The content of uranium, lead and the isotopic composition of lead in monazites from hypersten-biotite gneiss, Zhezhelivsky quarry, sample ВП-9-2

Фракція монациту	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн pp.			D, %
	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	5121	4933	21 100	7,8777	0,57690	0,38886	6,7791	2118	2083	2049,1	-3,3
2	5240	4662	45 870	7,9051	0,64687	0,38464	6,7002	2098	2073	2047,6	-2,5
3	5303	4520	18 450	7,9114	0,69643	0,38430	6,6662	2096	2068	2040,2	-2,8
4	4571	3869	51 800	7,9567	0,71043	0,38625	6,6863	2105	2071	2036,6	-3,4

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн pp. 1—4 — мультізернові наважки розмірних фракцій блідо-жовтих кристалів монациту. Розмірні фракції отримано скочуванням похилою площиною.

Note. The correction for common lead was introduced by Stacey and Kramers at the age of 2040 Ma. 1-4 — multigrain portions of the size fractions of pale yellow crystals of monazite. Dimensional fractions were obtained by rolling on an inclined plane.

мірні фракції отримано за допомогою методу скочування похилою площиною.

Показово, що як і для розмірних фракцій монациту із кристалічного сланцю (пр. ВП-9-1, див. табл. 2), для розмірних фракцій монациту із плагіогнейсу (пр. ВП-9-2) вік за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ також зменшується зі зменшенням розмірів кристалів — від 2049 млн рр. у найбільшій першій фракції до 2037 млн рр. у найдрібнішій четвертій фракції (табл. 3).

Отже, віковий інтервал, визначений за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для монацитів із ксенолітів, представлених кристалічним сланцем і плагіогнейсом, становить 20 млн рр. (2049—2029 млн рр.), що значимо перевищує похибку їхнього визначення та, ймовірно, обумовлений не лише пороговою температурою закриття ізотопної системи монацитів*, а, більшою мірою, відмінностями в речовинному складі порід. У породах кислшого складу Са вичерпується раніше, що обумовлює кристалізацію монациту на ранішому етапі формування породної асоціації у послідовності: плагіогнейс → гранодіорит (бердичівський "граніт") → кристалічний сланець.

Ще одним яскравим прикладом очевидної неузгодженості отриманих ізотопних даних про вік цирконів і монацитів, з геологічними спостереженнями про відносний вік порід, можна навести породну асоціацію, розкриту в кар'єрі Козачий Яр (с. Завалля). Північним бортом кар'єру (станом на 1992—2008 рр.) розкрито дайку метамафіту (амфібол-двопіроксеновий гранатвмісний кристалосланець, пр. Е-31), що січе смугастість ендербіто-гнейсів, на контакт з якими знаходиться лінзоподібне тіло антипертитового ендербіту, пр. Е-31у, апофізи якого у вигляді жил розтинають метамафіт. Для циркону із метамафіту отримано вік за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 1961—1967 млн рр. (табл. 4). Вік циркону, за верхнім перетином конкордії дискордії, розрахований за даними, наведеними в табл. 4, становить 1965 ± 14 та 10 ± 86 млн рр., за нижнім СКЗВ = 150 (рис. 1).

* Для монацитів із гранітоїдів, що вміщують зазначені ксеноліти, тенденція до зниження віку, за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, із зменшенням розмірів кристалів немає.

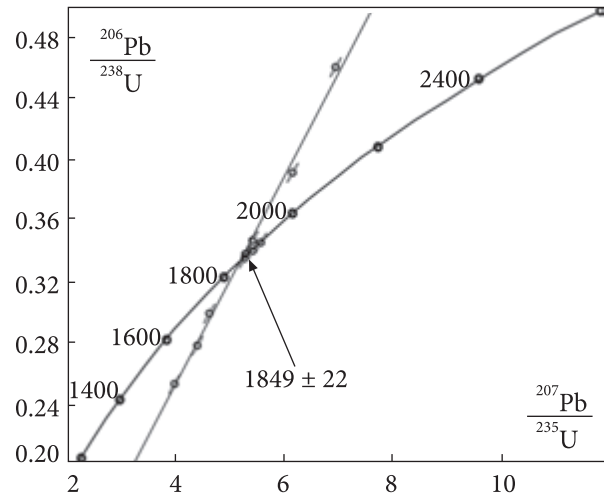


Рис. 1. U-Pb діаграма з конкордією для циркону із ендербіту, пр. Е-31у, кар'єр Козачий Яр

Fig. 1. U-Pb diagram with concordia for zircon from enderbite, sample E-31y, Kozachyy Yar quarry

Для циркону із ендербіту, що січе зазначений вище метамафіт, отримано значимо більший вік — $1992,7 \pm 2,1$ млн рр. [5]. Наразі ми виконали U-Pb ізотопне датування акцесорних монацитів із ендербіту. Монацити в протолочці представлені в основному досить великими (понад 0,1 мм) уламками світло-жовтих, жовтуватого-, буруватого-коричневих кристалів. Загалом виникає враження, що світло-жовтий монацит є ранішим, оскільки в багатьох уламках зовнішні частини мали густіше коричневе забарвлення. Поодинокі кристали монациту мають еліпсоподібну пампушкоподібну форму та сильно заокруглені контури.

Вік визначали за мультизерновими наважками уламків монациту в декілька етапів. На першому етапі проаналізовано три наважки, на другому — дві, і зважаючи на значні розходження у віці (за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), на третьому етапі уламки кристалів ретельно під бінокелем розділили за густиною забарвлення на п'ять наважок (див. табл. 5).

Унаслідок за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для різних мультизернових наважок монациту отримано не лише значимо менші числові значення віку, порівняно з віком цирконів, але такі, що розходяться між собою на величину значимо більшу за похибку їхнього визначення (табл. 5). Значимі розходження у віці цирконів і монацитів, на наш

погляд, можуть бути обумовлені еволюцією фізико-хімічних умов мінералоутворення та відмінностями в хімізмі середовища мінералоутворення, необхідного для кристалізації циркону та монациту. Це в свою чергу обумовлює різний час їхньої кристалізації в процесі еволюції силікатного розплаву (наприклад "граніти" Іванівського кар'єру) або синхронне їхнє утворення ("граніти" Жежелівського кар'єру). Але для різних мультизернових наважок монациту ендербіту розходження у віці, за ізотопним співвідношенням

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ перевищує 100 млн рр. (див. табл. 5), а за співвідношенням до віку циркону ще більше (майже 200 млн рр.), що є нереальним з точки зору еволюції силікатного розплаву, тим паче, що тіло ендербіту менше 1 м^3 ! У даному випадку, на нашу думку, вірогіднішою причиною такого великого розходження у віці є прояв досить локального структурно-метаморфічного перетворення ендербіту, що спричинив кристалізацію ще однієї генерації монациту (темнішої). У такому разі найменше із отриманих, за співвідношенням

Таблиця 4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із амфібол-двопіроксенового кристалосланцю, пр. Е-31

Table 4. The content of uranium, lead and the isotopic composition of lead in zircons from amphibole-dipyroxene crystal slate, sample E-31

Фракція циркону	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.			D, %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1452	339,5	140,4	19 100	8,2624	6,2743	0,37521	6,2313	2054	2009	1962,9	-4,6
1453	466,5	136,8	7 120	8,1920	6,2873	0,26540	4,4028	1517	1713	1960,9	22,6
1454	338,3	107,6	22 270	8,2467	6,2270	0,28817	4,7990	1632	1785	1967,8	17,0
1455	472,5	114,6	17 100	8,2658	6,4495	0,22083	3,6634	1286	1563	1961,0	34,4

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі і Крамерсом на вік 1960 млн рр.
Note. The correction for common lead was introduced by Stacey and Kramers at the age of 1960 Ma.

Таблиця 5. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із антипертитового ендербіту, пр. Е-31у

Table 5. The content of uranium, lead and the isotopic composition of lead in monazites from antiperthite enderbite, sample E-31y

Фракція монациту	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн рр.		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
К-Ж	1779	21 771	5670	8,6348	0,025100	0,34300	5,3703	1901	1880	1857,0 ± 1,7
Б-Кор	2552	16 211	2565	8,5628	0,042790	0,29686	4,5698	1676	1744	1826,4 ± 1,6
Св-Ж	1847	17 726	2325	8,2234	0,032200	0,34098	5,4516	1891	1893	1894,8 ± 1,7
Св-Ж	1461	13 400	2365	8,3458	0,027179	0,27657	4,3567	1574	1704	1868,1 ± 1,4
К-Ж	1266	9 254	2200	8,3661	0,031129	0,25138	3,9348	1446	1621	1856,6 ± 1,4
Св-Ж	2735	17 851	3710	8,5172	0,047423	0,33701	5,2925	1872	1868	1862,5 ± 2,5
Св-Ж	1929	16 986	4480	8,5251	0,040292	0,38951	6,1447	2121	1997	1870,7 ± 6,1
К-Ж	3287	26 784	5970	8,7055	0,037143	0,33364	5,1856	1856	1850	1843,8 ± 7,3
Б-Кор	3402	23 021	7470	8,8285	0,043852	0,32504	5,0005	1814	1819	1825,2 ± 6,5
Б-Кор	2824	17 453	10770	9,0220	0,069401	0,45780	6,9241	2430	2102	1794,3 ± 4,2

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 1900 млн рр., наважки уламків кристалів монациту: К-Ж — коричнево-жовті, Б-Кор — буровато-коричневі, Св-Ж — світло-жовті.

Note. The common lead amendment was introduced by Stacey and Kramers at the age of 1,900 Ma. fragments of monazite crystals: К-Ж — brownish-yellow, Б-Кор — brownish-brown, Св-Ж — light yellow.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, значення віку (1794 млн рр.) є мінімально можливим часом прояву цього процесу, отже, слід прийняти, що на Середньому Побужжі ендогенна активність в деяких блоках продовжувалася майже до кінця раннього протерозою.

Найчастіше значні розходження у числових значеннях віку, розраховані для різних фракцій (мультизернових наважок) монациту за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, що значимо перевищують похибку їхнього визначення характерну для чарнокітоїдів*. Наприклад, монацит із діорит-чарнокіту (пр. 31/16) Ятранського блоку [9] та ендербіту (пр. ВП-10-1) Сабарівського кар'єру. Останнім розкрита асоціація гіперстенових гнейсів, мафітових гранулітів, кальцифірів, мармурів та діопсидових гнейсів, по яких розвиваються гранат-гіперстенові (вінницити) та гіперстенові (ендербіти) плагіогранітоїди, зрідка чарнокіти. Датовали монацити із ендербіту (пр. ВП-10-1), що має пластоподібне тіло, потужністю орієнтовно 2 м, що з одного краю контактує з карбонатними породами (пачка, близько 10 м, складена мармурами і кальцифірами), з іншого, — з вінницитами.

Ендербіт (пр. ВП-10-1) — зеленкуватосіра порода. Мікроструктура рівномірно, дрібно-середньозерниста, з середнім розміром зерен 0,8—2,0 мм, деякі зерна плагіоклазу сягають до 4 мм, нечітка гіпідіоморфнозерниста. Дрібніші зерна кварцу часто знаходяться в інтерстиціях більших плагіоклазів. Слабо проявлені елементи катакластичної структури у вигляді хвилястого, зрідка хвилясто-блочного згасання зерен та тектонобластичної — у вигляді слабкої грануляції на границях зерен.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 65—70, кварц — 20—25, гіперстен — 3—5, біотит — 2—4, КППШ — ~4. Акцесорні — циркон, апатит, монацит.

Хімічний склад, ваг. %: SiO_2 — 68,86, TiO_2 — 0,19, Al_2O_3 — 16,43, Fe_2O_3 — 0,78,

* Характерною ознакою монацитів, утворених за РТ-умов гранулітової фації (насамперед чарнокітоїдів), є різке переважання торогенного ізотопа (^{208}Pb) свинцю над ураногенними (^{206}Pb та ^{207}Pb), що добре проявляється в досить низьких значеннях ізотопного співвідношення $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$.

FeO — 1,14, MnO — <0,01, MgO — 1,45, CaO — 3,16, Na_2O — 5,74, K_2O — 1,26, P_2O_5 — 0,04, S — 0,04, H_2O — 0,10, в. п. п. — 0,67, сума — 99,87.

Плагіоклаз округлої, ксеноморфної зрідка нечітко таблитчастої форми розміром 1—4 мм. Багато зерен мають тонкі двійники, що нерідко розвинуті у вигляді плям. Більші зерна містять дрібні таблитчасті та краплеподібні антипертити.

Кварц представлений різко ксеноморфними зернами розміром 1—2 мм. Дрібніші зерна втиснуті в інтерстиціях плагіоклазів. Всі зерна мають сильно проявлене блочно-хвилясте згасання, часто гранульовані на периферії.

Біотит ксеноморфної форми, розміром менше 1 мм. Здебільшого приурочений до гіперстену, зрідка розміщений у загальній масі породи. Часто формує невеликі скупчення. Забарвлення червоно-буре з чітким та різким плеохроїзмом: Ng — буро-коричневий з червоним відтінком; Np — світло-коричневий, жовтий. Зрідка заміщується блідо-зеленим хлоритом.

Гіперстен призматичної зрідка закругленої форми розміром 0,5—1,3 мм, здебільшого трапляється у поодиноких зернах, подекуди у незначних скупченнях. Безбарвний, зрідка має ледь помітне жовтувате забарвлення.

КППШ перебуває переважно в інтерстиціях плагіоклазів. Зрідка містить дрібні дископодібні пертити.

Циркон представлений широкою гамою кристалів від майже ізометричних з $K_{\text{вид}} \sim 1$ до списоподібних ($K_{\text{вид}} 5—10$ і більше). Кристали світло-рожеві (переважно дрібні списоподібні) жовтуваті-рожеві до жовтуватосірих (переважають) та коричнюватосірих (поодинокі зерна). Огранення обумовлено поєднанням граней обох призм та тупої біпіраміди. Характерно, що в кристалах переважно контури заокруглені, ребер практично немає. Після промивання кристалів у слабкому розчині азотної кислоти вони помітно повітлішали, на поодиноких кристалах з'явилися білі облямівки.

Унаслідок оптичного вивчення зрізів кристалів циркону виявлено, що вони складні, утворені неоднорідними ядрами, на які нарастають тонкі зональні оболонки (рис. 2).

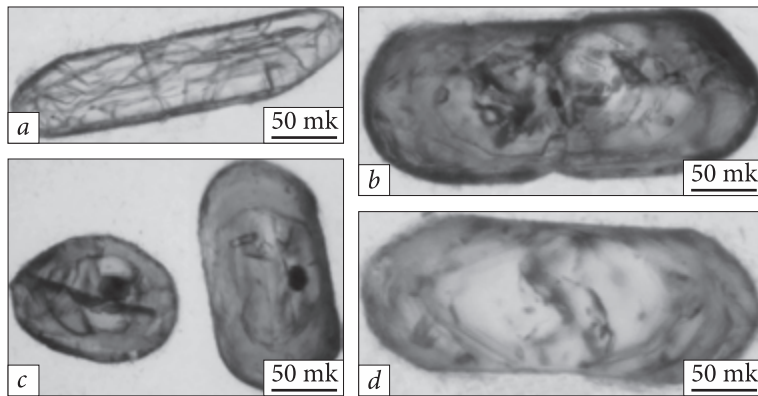


Рис. 2. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із ендербіту, пр. ВП-10-1, поляризаційний просвічуючий мікроскоп, за одного ніколя: а—d — пояснення в тексті

Fig. 2. Microphotographs of sections of zircon crystals from enderbite, sample VP-10-1, polarization transmission microscope, for one nicole: a—d — explanation is in the text

Водночас добре простежується пряма кореляція між видовженням ядер та видовженням кристалів. В ізометричних кристалах ядра мають округлу форму (рис. 2, c), у спиноподібних — видовжену (рис. 2, a).

Отже, датування циркону за допомогою уран-свинцевого ізоотопного методу за мультизерновими наважками кристалів не має сенсу, через наявність реліктових ядер.

Кристали монациту світло-жовті, прозорі, пампушкоподібні, їхні контури заокруглені. Поверхня зерен здебільшого рівна блискуча, трапляються деякі грані та ребра. Відзначаються численні зростання з польовими шпатами і кварцом. Після оброблення монациту слабким розчином соляної кислоти

лише незначна частина зерен покрилася тонкими білими кірочками.

Вік ендербіту визначали за допомогою U-Pb ізоотопного методу за мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих прозорих пампушкоподібних кристалів монациту. Розмірні фракції отримали за допомогою методу скочування похилою площиною. Аналітичні дані наведено в табл. 6 (ан. 1—4). Через значні розходження в числових значеннях віку, розрахованих за ізоотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (понад 25 млн рр.), які значимо перевищують аналітичну похибку, із фракцій 1—4 ще раз відібрали мультизернові наважки 1a—4a та в них визначили вміст урану, свинцю та ізоотопний

Таблиця 6. Вміст урану, свинцю та ізоотопний склад свинцю в монацитах із ендербіту, пр. ВП-10-1, Сабарівський кар'єр

Table 6. Uranium, lead content and isotopic composition of lead in enderbite monazites, sample VP-10-1, Sabarivsky quarry

Фракція монациту	Вміст, ppm		Ізоотопні співвідношення					Вік, млн рр.			D, %
	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	1465	7532	6 135	7,9504	0,065449	0,35999	6,1418	1982	1996	2010,8	-1,4
2	1180	5157	6 530	8,0438	0,073651	0,34137	5,7613	1893	1941	1991,6	-4,9
3	865	3633	5 155	7,9026	0,081400	0,35962	6,1529	1980	1998	2015,8	-1,8
4	907	3840	5 875	7,9879	0,079434	0,35442	6,0131	1956	1978	2000,9	-2,3
1a	1234	5057	11 280	8,1274	0,083363	0,35935	6,0439	1979	1982	1985,4	-0,3
2a	1090	4385	18 020	8,1057	0,084104	0,35577	6,0215	1962	1979	1996,6	-1,7
3a	1270	5214	4 085	7,9859	0,082939	0,35724	6,0135	1969	1978	1987,0	-0,9
4a	1157	4948	15 670	8,1520	0,078407	0,35442	5,9590	1956	1970	1984,8	-1,5

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн рр. 1—4 — розмірні фракції світло-жовтих прозорих пампушкоподібних кристалів. 1a—4a — ті ж самі розмірні фракції, що 1—4, повторний аналіз.

Note. The common lead amendment was introduced by Stacey and Cramers at the age of 2,000 Ma. 1-4 — dimensional fractions of light yellow transparent crystals. 1a-4a — the same size fractions as 1-4, re-analysis.

склад свинцю (див. табл. 6, 1a—4a), водночас відібрано кристали з мінімальним розвитком білих кірочок.

За верхнім перетином дискордії, розрахованої за наведеними в табл. 6 (ан. 1—4) даними, отримано вік 2023 ± 42 млн рр. та за нижнім перетином 747 ± 673 млн рр. Середньозважене значення віку, за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, становить 2004 ± 28 млн рр.

Значення віку, отримане за верхнім перетином дискордії, розрахованої за усіма даними, наведеними в табл. 6, становить 2258 ± 1726 млн рр. та за нижнім 1895 ± 792 млн рр. Середньозважене значення віку, за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2000 ± 11 млн рр. (рис. 3).

Отже, чотири додаткові аналізи не дають змогу суттєво уточнити вік монациту. Значні розходження в числових значеннях віку, як за співвідношенням $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, так і за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, які значимо перевищують аналітичну похибку, вірогідніше за все, враховуючи, що монацити представлені досить однорідними кристалами, обумовлені досить тривалим (понад 30 млн рр.) часом протікання структурно-метаморфічного перетворення суперквартальних порід та формування ендербіту.

Водночас ми виявили такі ж уран-свинцеві ізотопні системи в монацитах із деяких біотитових гранітів (амфіболітової фації), найчастіше "апогранулітових". Так, не відповідає моделі Аренса-Везерілла уран-свинцева ізотопна система монациту із тектонізованого пегматоїдного граніту (пр. 23/16), відслоненого в лівому березі р. Ятрань, нижче дамби ГЕС, р-н с. Дубова [9]. Подібну ізотопну систему мають монацити із жили рожевого катаклазованого граніту (пр. 208/82), Одеського кар'єру, район с. Завалля.

Одеським кар'єром, розташованим на правому березі р. Пд. Буг, західніше с. Завалля, розкрита найдавніша в західній частині Українського щита асоціація порід, що зазнала неодноразової структурно-метаморфічної перекристалізації в умовах гранулітової фації [3, 4, 13]. Наймолодшими утвореннями, що у вигляді жильних тіл січуть давніші породи, є кристалічні сланці, антипертитові ендербіти та двопольовошпатові граніти [5, 6,

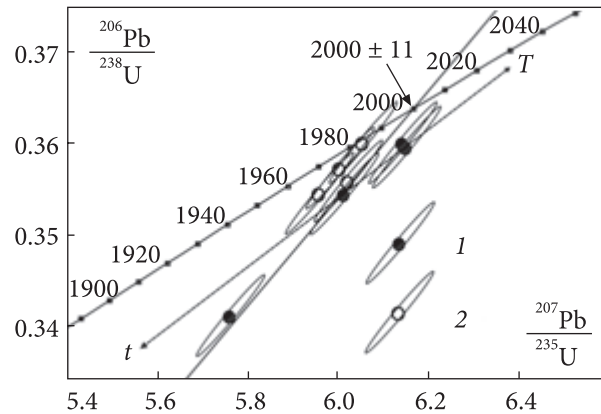


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із ендербіту, пр. ВП-10-1, Сабарівський кар'єр; 1 — фігуративні точки аналізів: 1—4; 2 — аналізів 1a—4a (див. табл. 2). T — вік, розрахований за верхнім перетином дискордії (пунктирна лінія) з конкордією — 2258 ± 1726 млн рр.; t — за нижнім перетином — 1895 ± 792 млн рр. Суцільна лінія — лінія регресії, розрахована за умови, що вона виходить з початку координат

Fig. 3. U-Pb diagram with concordia for monazites from enderbite, sample BP-10-1, Sabarivsky quarry; 1 — figurative points of analyzes 1-4; 2 — analyzes 1a-4a (see Table 2). T is the age calculated from the upper section of the discordia (dashed line) with the concordia — 2258 ± 1726 Ma; t — from the lower section — 1895 ± 792 Ma. A solid line is a regression line that is calculated provided that it originates from the origin

8]. Всі вони вміщують циркон, зрідка присутній монацит. Одним із таких монацитовмісних гранітів є катаклазований рожевий граніт (пр. 208/82), що має малопотужну (~30 см) жилу в північному борту кар'єру. Структура граніту тектонобластична, рекристалізаційна, нерівномірнотзерниста, порфірокластова, ділянками гранобластова. Порода розбита мілонітовими швами, заповненими перекристалізованим польовошпат-кварцовим гранобластовим матеріалом. Складається з порфірокластів розміром 2—10 мм, представлених польовим шпатом, переважно КПШ та лінзами кварцового, кварц-польовошпатового складу, поміж яких знаходиться перекристалізована тонко-дрібнотзерниста гранобластова маса.

Мінеральний склад: КПШ — 55 %, плагіоклаз — 25 %, кварц — 20 %; в незначних кількостях наявні біотит, хлорит, мусковіт, карбонат, амфібол; по тріщинках розвиваються гематит з хлоритом. У протолощі виявлено гіперстен.

Хімічний склад рожевого граніту (пр. 208/82), ваг. %: SiO_2 — 73,00, TiO_2 — 0,04, Al_2O_3 — 14,98, Fe_2O_3 — 0,39, FeO — 0,56, $\text{MnO}^- < 0,01$, MgO — 0,70, CaO — 1,54, Na_2O — 3,20, K_2O — 3,90, P_2O_5 — 0,02, CO_2 — 0,07, S — 0,04, H_2O — н. в., в. п. п. — 0,35, сума — 98,69.

КПШ та плагіоклаз є у вигляді порфірокластів, лінзоподібних зерен та лінзоподібних агрегатів розміром 2—10 мм, також як тектонобластичні ізометричні зерна розміром <0,1—0,5 мм. КПШ з тонкими пертитовими вrostками. Плагіоклаз серицитизований, на деяких ділянках з мірмекітовою будовою.

Кварц утворює лінзоподібні мономінеральні скупчення, в яких розмір зерен від <0,1 мм до 4—5 мм, з нерівномірним погасанням та зубчастими краями.

Відмічаються дві генерації біотиту — бурого та зеленого кольорів, наявні дрібні поодинокі зерна синьо-зеленого амфіболу.

Монацити — дуже великі кристали та їхні уламки світло-жовтого (різко переважають) до жовтувато-коричневого кольору (поодинокі зерна) прозорі і напівпрозорі (темніші). Суттєво озалізовані зерна мають бурувато-жовте забарвлення.

За формою переважають пампушкоподібні кристали із заокругленими контурами і шагреневою поверхнею й численними ямками та наростами — відбитками мінералів-сусідів. Нечисленні дрібніші кристали переважно ізометричні, світло-жовті, водяно-прозорі.

Радіогеохронологічні дослідження виконували в два етапи. Спочатку вік визначали

Таблиця 7. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із рожевого граніту, Одеський кар'єр, правий беріг р. Пд. Буг, с. Завалля, пр. 208/82

Table 7. Uranium, lead content and isotopic composition of lead in pink granite monazites, Odessa quarry, right bank of the river South Bug, Zavallya v., sample 208/82

Фракція монациту	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення					Вік, млн pp.			D, %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	4890	10 972	7 435	8,4724	0,15253	0,33626	5,3940	1869	1884	1900,8	1,7
2	5391	11 762	16 100	8,5477	0,15799	0,33730	5,4076	1874	1886	1899,7	1,4
3	4858	9 925	16 160	8,6073	0,16829	0,33331	5,3064	1854	1870	1887,2	1,7
4	5450	10 709	29 320	8,5992	0,17780	0,33583	5,3689	1867	1880	1894,7	1,5
1a	4127	9 435	53 700	8,5441	0,15975	0,35707	5,7556	1968	1940	1909,5	-3,1
2a	4965	11 510	28 200	8,6185	0,15402	0,35092	5,5966	1939	1916	1890,3	-2,6
2б	4914	11 637	25 600	8,6603	0,14765	0,34575	5,4851	1914	1898	1880,8	-1,8
2в	5112	10 454	78 700	8,5837	0,17997	0,35317	5,6703	1950	1927	1902,4	-2,5
3a	5646	11 817	36 900	8,6110	0,17364	0,35075	5,6043	1938	1917	1893,7	-2,4
3б	4523	9 913	27 800	8,7298	0,16386	0,34975	5,5062	1933	1902	1867,0	-3,6

Примітка. Поправку на звичайний свинець уведено за Стейсі та Крамерсом на вік 1900 млн pp. 1—4 — світло-жовті прозорі, бурувато-жовті (озалізовані) напівпрозорі уламки дископодібних зерен (переважно) та пампушкоподібні кристали переважно з матовою (шагреневою) поверхнею. Після промивання у слабкому розчині соляної кислоти монацити стали світлішими — набули світло-жовтого кольору, на деяких кристалах з'явилися білі кірочки, переважно у вигляді плям. 1a—3б — мультизернові наважки, відібрані після промивання кристалів (та їхніх уламків) у слабкому розчині соляної кислоти: 1a — світло-жовті майже без білих кірок, 2a—2в — розмірні фракції мультизернових наважок світло-жовтих кристалів (та їхніх уламків) з дещо більшим розвитком білих кірочок, 3a, 3б — великі (>0,1 мм) світло-жовті, коричнюваті-жовті кристали (та їхні уламки) з інтенсивним розвитком білих кірочок.

Note. The correction for common lead was introduced by Stacey and Kramers at the age of 1,900 Ma. 1-4 — light yellow transparent, brownish-yellow (iron-like) translucent fragments of disc-shaped grains (predominant) and donut-shaped crystals mainly with a matte (sharpen) surface. After washing in a weak solution of hydrochloric acid, the monazites became lighter — became light yellow, white crusts appeared on individual crystals, mostly in the form of spots. 1a-3b — multigrain samples selected after washing the crystals (and their fragments) in a weak solution of hydrochloric acid: 1a — light yellow with almost no white crusts, 2a-2b — size fractions of multigrain samples of light yellow crystals (and their fragments) from slightly larger development of white crusts, 3a, b — large (>0.1 mm) light yellow, brownish-yellow crystals (and their fragments) with a fairly intense development of white crusts.

за мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-, бурувато-жовтих кристалів та їхніх уламків. Розмірні фракції отримали за допомогою методу скочування похилою площиною. Перед поділом кристали промили в слабкому розчині соляної кислоти. Аналітичні результати радіогеохронологічних досліджень наведено в табл. 7 (наважки 1—4). Зважаючи на те, що фігуративні точки свинець-уранових ізотопних співвідношень зібрані в одну точку, ми провели другий етап датування. Для цього промиті (триваліший час, порівняно з монацитами першого етапу) в слабкому розчині HCl кристали монациту (та їхні уламки) під бінокелем розділили на три умовні групи: 1 — майже не змінені під дією кислоти (наважка 1а); 2 — мало змінені розчином HCl (наважки 2а—2в) та 3 — зазнали сильних змін (майже повністю покрилися білими кірочками) — наважки 3а та 3б. Монацити 2 і 3 груп поділили на розмірні фракції: а—в — розмірні фракції відповідних наважок, отримані скочуванням похилою площиною. Аналітичні результати радіогеохронологічних досліджень і цих наважок наведені в табл. 6 (наважки 1а, 2а—2в, 3а, 3б).

З табл. 6 видно, що інтенсивніше промивання в слабкому розчині соляної кислоти (другий етап датування) призвело до більшого вимивання урану, меншою мірою — радіоактивного свинцю. Це призвело до зворотної дискордантності віку в наважках другого етапу датування (наважки 1а; 2а, б, в; 3а, б). Варто зазначити, що й результати другого етапу датування не можуть бути інтерпретовані в рамках моделі Аренса-Везерілла, і свідчать про складнішу, ніж двостадійна, геохімічну історію розвитку уран-свинцевої ізотопної системи датованих монацитів. На

загал варіація числових значень віку, розрахованого за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, коливається в межах 1909,5—1867,0 млн рр., тобто перевищує 40 млн рр., що значно перевищує аналітичну похибку (не більше 5 млн рр.) визначення віку за цим співвідношенням. Отже, виходячи з отриманих даних можна стверджувати, що максимальний вік монациту не вище за максимальне значення, розраховане за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, і становить 1909,5 млн рр. Перший етап перетворення (порушення чи утворення другої фази монациту) відбувся не раніше часу, що відповідає найменшому із значень, отриманих за цим же співвідношенням — 1867,0 млн рр. тому.

Висновки: 1. Монацит, порівняно з цирконом, є кращим мінералом-геохронометром для визначення віку палінгенно-анатектичних гранітоїдів. На відміну від циркону, який зазвичай успадковує реліктові ядра материнських порід, реліктові ядра в монацитах є винятковим явищем.

2. Монацит як геохронометр також має певні обмеження для визначення часу протікання ендегенних геологічних процесів. Кристалізація монациту обумовлена активністю кальцію в середовищі мінералоутворення, тому в одній і тій же породній асоціації, в породах різного складу монацит кристалізується в різний час. Тектонічні деформації спричиняють порушення замкнутості U-Pb ізотопної системи монациту.

3. Поєднання радіогеохронологічних досліджень циркону та монациту разом з мінералогічним вивченням внутрішньої будови їхніх кристалів надає широкі можливості для з'ясування часу та тривалості протікання ендегенних геологічних процесів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Лазаренко Є.К. Курс мінералогії. Київ: Вища шк., 1970. 600 с.
2. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В., Котловская Ф.И., Полевая Н.И., Комлев Л.В., Коваленко Н.К., Носок Г.М., Почтаренко В.И. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
3. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов из андербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2011. 33, № 1. С. 3—14. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
4. Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Сергеев С.А., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Балаганский В.В., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Степанюк Л.М. U-Pb-Shrimp-II-возраст и происхождение циркона из лерцолита Побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит). *Докл. Акад. наук.* 2017. 477, № 5. С. 567—571. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134>
5. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Ще раз про вік двопольовошпатових палінгенно-анатектичних чарнокітоїдів Побужжя. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* 2007. № 4. С. 49—55.

6. 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. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
7. 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. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.37.03.051>
8. Степанюк Л.М., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Коваленко О.О., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Особливості U-Pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт — "ксеноліт": петрологічні та геологічні наслідки. *Мінерал. журн.* 2017. **39**, № 1. С. 63—74. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.01.063>
9. Степанюк Л.М., Гінтов О.Б., Мичак С.В., Курило С.І., Довбуш Т.І., Зюльцле О.В., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Коваленко Н.О. Вік монациту кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Дністровсько-Бузький мегаблок Українського щита) за уран-свинцевим методом. *Геохімія та рудоутворення*. 2018. **39**. С. 24—35. <https://doi.org/10.15407/gof.2018.39.024>
10. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 271 с.
11. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький 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. 140 с.
12. Ahrens I.R. Implication of the Rhodesia age pattern. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1955. **8**, № 1—2. P. 1—15.
13. Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V. Archaean Terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *Geological Society, London, Memoirs*. 2006. **32**(1). P. 645—654. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>
14. Krouh 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**, № 3. P. 485—494.
15. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* 1989. **542**, № 88. P. 40.
16. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. **557**, № 88. P. 38.
17. Randall R. Parrish. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canad. J. Earth Sci.* 2011. **27**(11). P. 1431—1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>
18. Seydoux-Guillaume A.M., Paquette J.-L., Wiedenbeck M., Montel J.-M., Heinrich W. *Chemical Geol.* 2002. **191**(1). P. 165—181. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00155-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00155-9)
19. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages, I. *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1956. **37**, № 3. P. 320—326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>

Надійшла 04.08.2021

REFERENCES

1. Lazarenko, Ye.K. (1970), *Mineralogy course*, Higher school publ., Kyiv, UA, 600 p. [in Ukrainian].
2. Shcherbak, N.P., Zlobenko, V.G., Zhukov, G.V., Kotlovskaya, F.I., Polevaya, N.I., Komlev, L.V., Kovalenko, N.K., Nosok, G.M. and Pochtarenko, V.I. (1978), *Katalog izotopnykh dat porod Ukrainського shchita*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 224 p. [in Russian].
3. Lobach-Zhuchenko, S.B., Ponomarenko, O.M., Stepanyuk, L.M., Balaganskyi, V.V., Sergeev, S.A. and Presnyakov, S.L. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 1, Kyiv, UA, pp. 3-14 [in Russian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
4. Lobach-Zhuchenko, S.B., Baltybaev, Sh.K., Glebovitsky, V.A., Sergeev, S.A., Lokhov, K.I., Egorova, Yu.S., Balagansky, V.V., Skublov, S.G., Galankina, O.L. and Stepanyuk, L.M. (2017), *Reps Acad. Sci.*, Vol. 477, No. 5, pp. 567-571 [in Russian]. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134>
5. Stepanyuk, L.M., Skobelev, V.M., Dovbush, T.I. and Ponomarenko, O.M. (2007), *Zb. nauk. pr. UkrDGRI*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 49-55 [in Ukrainian].
6. Stepanyuk, L.M., Gatsenko, V.A., Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Dovbush, T.I. and Yurchenko, A.V. (2013), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 35, No. 3. pp. 73-84 [in Russian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
7. Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Petrichenko, K.V., Kurylo, S.I., Dovbush, T.I., Sergeev, S.A. and Rodionov, N.V. (2015), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 37, No. 3, pp. 51-66 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.37.03.051>
8. Stepanyuk, L.M., Kurylo, S.I., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M., Kovalenko, O.O., Dovbush, T.I. and Vysotskiy, O.B. (2017), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, **39**, No. 1, pp. 63-74 [in Ukrainian].
9. Stepanyuk, L.M., Gintov, O.B., Mychak, S.V., Kurylo, S.I., Dovbush, T.I., Ziultsle, O.V., Syomka, V.A., Bondarenko, S.N. and Kovalenko, N.A. (2018), *Geochemistry and Ore Formation*, Vol. 39, Kyiv, UA, pp. 24-35 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/gof.2018.39.024>
10. Shcherbak, N.P. (1975), *Petrology and geochronology of the Precambrian of the Western part of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, 271 p. [in Russian].

11. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, E.N., Verhoglyad, V.M., Komaristyi, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, O.N., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.N. (1989), *Geohronologicheskaya shkala dokembriya Ukrainskogo shchita*, Nauk. dumka, Kyiv, 140 p. [in Russian].
12. Ahrens, I.R. (1955), *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 8, No. 1-2, pp. 1-15.
13. Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S. and Skobelev, V. (2006), *Geological Society, London, Memoirs*, pp. 645-654. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>
14. Krough, T.E. (1973), *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 37, No. 3, pp. 485-494.
15. Ludwig, K.R. (1989), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 542, No. 88, p. 40.
16. Ludwig, K.R. (1990), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 557, No. 88, p. 38.
17. Randall, R. Parrish (2011), *Canad. J. Earth Sci.*, Vol. 27(11), pp. 1431-1450. <https://doi.org/10.1139/e90-152>
18. Seydoux-Guillaume, A.M., Paquette, J.-L., Wiedenbeck, M., Montel, J.-M. and Heinrich, W. (2002). *Chemical Geol.*, Vol. 191(1), pp. 165-181. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00155-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00155-9)
19. Wetherill, G.W. (1956), *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 37, No. 3, pp. 320-326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>

Received 04.08.2021

L.M. Stepanyuk, DrSc (Geology), Corresponding Member of NAS of Ukraine,
Prof., Deputy director. M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

T.I. Dovbush, Researcher Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

O.B. Vysotsky, PhD (Geology), Researcher Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: alek.vysotsky@gmail.com; <http://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

I.M. Lisna, PhD (Geology and Mineralogy), Senior Research Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: Lesirmich004@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7545-1752>

O.V. Bilan, Head of the Training Laboratory

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022

E-mail: olenka.bilan@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-0964-6003>

ZIRCON AND MONAZITE AS GEOCHRONOMETERS

The paper discusses the results of U-Pb isotope dating of monazites and zircons from granitoids formed under PT conditions of granulite and amphibolite facies and gneisses, and crystalline shales that are like xenoliths in these granitoids of the Ukrainian Shield. In some cases, such as the Berdychiv-type granitoids and in the Zhezhelivsky quarry, the age values of monazites and outer edges of zircons coincide well; in others, such as the granites of the Ivanivsky quarry, they differ by more than the error. In the Odessa quarry, even greater differences were found between the age of zircon ($1.95\text{-}1.96 \pm$ give errors Ga) from mafic granulite, and the age of zircon (1.99 Ga) and the age of monazite ($1.89\text{-}1.83 \pm$ Ga) of a crosscutting enderbite. The U-Pb isotope system of monazite from a vein of biotite granite common in this quarry does not meet the conditions of the Ahrens-Wetherill model. The $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ age of monazite ranges from 1909.5 to 1867.0 ± 5 Ma, i.e. by more than 40 Ma. For the Sabarivsky quarry, significant differences in the $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ age values (2015.8-1984.8 Ma), which significantly exceed the analytical error, do not allow the use of the concordia U-Pb diagram to interpret the analytical data obtained for zircons from the enderbite. It is concluded that monazite is the better mineral geochronometer, compared to zircon, to determine the age of palaeogenetic-anatectic granitoids. Unlike zircon, which usually inherits the relict nuclei of parent rocks, relict nuclei in monazites are an exception. However, monazite is not an ideal mineral geochronometer for determining the time of endogenous geological processes. Since the crystallization of monazite is depends on the activity of calcium in the environment, in the same rock association in rocks of different composition, monazite may crystallize at different times. The combination of radiometric studies of zircon and monazite, together with zoning of their crystals, provides ample opportunities to determine the time and duration of endogenous geological processes.

Keywords: U-Pb isotope system, monazite, zircon, granitoids, crystalline shale, gneiss.