

U-Pb ІЗОТОПНИЙ ВІК ЦИРКОНУ ІЗ ПОРОДНОЇ АСОЦІАЦІЇ ОСТРІВСЬКОГО КАР'ЄРА (РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКИЙ РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Л.В. Шумлянський^{1–3}, lshumlyansky@yahoo.com, <http://orcid.org/0000-0002-6775-4419>

Л.М. Степанюк¹, stepaniuk@nas.gov.ua, <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

Т.Б. Яськевич¹, <https://orcid.org/0000-00003-0969-5497>

¹ Інститут геохімії мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. Акад. Палладіна, 34, Київ, Україна

² Інститут геологічних наук Польської академії наук
Краків, Польща

³ Університет Кьортіна, Школа наук про Землю та планети, Університет Кертіна
Перт, Австралія

Острівським кар'єром, розташованим на правому березі р. Рось східніше м. Біла Церква, розкрита породна асоціація, типова для Росинсько-Тікицького району: гранітоїди (граніти рівномірнотзернисті, порфіроподібні), серед яких, як правило у вигляді невеликих тіл, трапляються гранодіорити, плагіограніти та амфіболіти. Локальними методами (*LA-ICP-MS* та *SIMS*) за акцесорним цирконом визначено вік кристалічних порід, розкритих кар'єром. З'ясовано, що вік усіх гранітоїдів у межах похибки збігається (2080–2050 млн рр.), що дає підстави припустити їх формування в результаті одного етапу магматичної активності. Вік метаморфогенного циркону амфіболіта становить 2080 ± 11 млн рр. і відповідає цьому етапу магматичної активності. Всередині деяких кристалів циркону гранітоїдів виявлено древні (мезоархейські) реліктові ядра, кількість яких помітно більша в цирконах із двопольовошпатових гранітів. Ізотопний склад гафнію, визначений у цирконах із амфіболіту та гранодіориту, вказує на корову передісторію їхніх протолітів. За результатами аналізу складу акцесорних цирконів розраховано окиснювально-відновлювальні умови під час кристалізації цирконів. Середнє значення $\Delta \log f_{O_2}$ (FMQ) в діапазоні 2,6–3,6 свідчить про окиснювальні умови та кристалізацію порід у верхній корі або ж у верхній частині середньої кори.

Ключові слова: уран-свинцеве ізотопне датування, циркон, гранітоїди, амфіболіт, Росинсько-Тікицький район.

Вступ. Росинсько-Тікицький район Українського щита складений переважно гранітоїдами, серед яких у Кореляційній хроностратиграфічній схемі Національного стратиграфічного комітету України виділено неогархейський тетіївський комплекс, складений діоритами, плагіомігматитами та плагіогранітами, і чотири палеопротерозойські комплекси: 1) звенигородський — палінгенні гранодіорити і граніти, 2) гайсинський — ремобілізовані діорити, гранодіорити і граніти,

3) уманський — палінгенні двопольовошпатові граніти, 4) фастівський — інтрузивні діорити, гранодіорити і граніти [3]. Значно детальніше гранітоїди району розчленовані на петрологічній основі [19, 20].

Метаморфічні породи (росинсько-тікицька серія) мають підпорядковане значення. Гнейси й амфіболіти серії збереглися серед гранітоїдів лише у вигляді окремих фрагментів: видовжених останців, невеликих скіалітів і дрібніших «оплавлених» ксенолітів.

Саме такі співвідношення між гранітоїдами та метаморфічними породами можна спостерігати у берегових відслоненнях середньої течії р. Рось (східніше м. Біла Церква) і кар'єрах, розташованих поблизу цієї річки. Зокрема, в Острівському кар'єрі, розташованому на правому березі р. Рось приблизно в 700–800 м на схід від с. Острів Рокитнянського району. Тут поширені плагіогранітоїди (від діорита до плагіограніта); амфіболіти, які спостерігаються у вигляді розрізаних останців переважно серед плагіогранітоїдів; двопольовошпатові граніти (рівномірнозернисті середньо-дрібнозернисті, неяснопорфіроподібні до порфіроподібних крупнозернистих); іноді — жильні тіла пегматитів, зрідка аплітів.

Метаморфічні породи росинсько-тікицької серії, метаморфізовані в умовах амфіболітової фації [14, 18], віднесені до неоархею [3], тоді як усі гранітоїди, окрім деяких у зоні зчленування з Дністровсько-Бузьким районом, мають палеопротерозойський вік (2150–1990 млн рр.) [2, 7, 8, 17]. Тобто розрив у часі між накопиченням і метаморфізмом (ультраметаморфізмом) порід серії складає майже 500 млн рр., що викликає певні запитання про вікове положення цієї серії.

Натепер, окрім раніше виконаних датвань гранітоїдів цього району U-Pb методом за цирконом [7, 17], відомі дві U-Pb ізотопні дати за монацитом. Вік монациту із граніту (пр. RT-1-6) Острівського кар'єру становить $2063,5 \pm 1,2$ млн рр. Дещо молодшим виявився монацит із граніту (пр. RT-6-1), розкритого кар'єром у с. Бовкун: $2042,5 \pm 8,6$ млн рр. [2]. Окрім того ми спробували визначити вік гранітів, поширених у середній течії р. Рось, методом *TIMS* за титанітом. Отримані цифрові значення ізотопного віку титанітів від 2009 ± 10 до 2093 ± 13 млн рр. [8].

Мета роботи: за допомогою локальних методів (*LA-ICP-MS* та *SIMS*) за акцесорним цирконом визначити вік кристалічних порід, розкритих Острівським кар'єром.

Методи та об'єкти дослідження. У цій статті викладено результати датування кристалів циркону із амфіболіту (пр. RT-1-3), який вірогідно є реліктом суперкрудальної товщі (росинсько-тікицька серія), гранодіориту

(пр. RT-1-4) і плагіограніту (пр. RT-1-5), що міг сформуватись на першому етапі гранітизації суперкрудальних порід, а також гранітів (проби RT-1-1 та RT-1-6), що сформувались на завершальному етапі гранітоутворення. Результати мінералогічного дослідження кристалів із цих порід опубліковано раніше [13].

Датування кристалів циркону U-Pb методом та визначення вмісту мікроелементів було виконано за допомогою маспектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою з лазерною абляцією (*LA-ICP-MS*) у *John de Laeter Centre, Curtin University* (Перт, Австралія). Абляцію циркону виконано за допомогою системи *Resonetics RESolution M-50A-LR* з використанням ексимерного УФ-лазера *COMPex 102–193* нм, підключеного до маспектрометра *Agilent 8900 QQQ*. Цирконієвий стандарт *OG1* ($3465 \pm 0,6$ млн рр. [33]; усі похибки наведено за 2σ) слугував первинним еталонним матеріалом і був проаналізований у блоках разом із вторинними стандартами *GJ-1* ($601,2 \pm 0,4$ млн рр. [26], *Plešovice* ($337,13 \pm 0,37$ млн рр. [32] та *Maniitsoq* ($3008,70 \pm 0,72$ млн рр. [29]). Вторинні еталони дали середньозважені значення віку $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ та $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ у межах похибки рекомендованих значень. Первинний еталонний матеріал використано для калібрування маспектрометрів, а вторинний — для контролю точності і стабільності вимірів. Для визначення концентрацій мікроелементів як первинний еталонний матеріал було використано стандарт циркону *GJ-1*, як вторинний — еталоне скло *NIST SRM 612*. Виміряні значення складу еталонного скла відхилялись не більше, ніж на 3 % абсолютних від рекомендованих значень для всіх елементів.

Визначення ізотопного складу гафнію виконано методом *LA-MC-ICP-MS* у лабораторії *MILESTONE (RÉGEF ISOTOP-MTP, Geosciences Montpellier, Монпельє, Франція)* з використанням маспектрометра *Thermo Scientific Neptune XT* у поєднанні з лазерною абляційною системою *Teledyne Cetac Analyte Excite+*. Ізотопний склад гафнію визначено в квадратних кратерах, розташованих або безпосередньо «поверх» круглих кратерів, що

утворились під час раніше виконаних досліджень, або в безпосередній близькості від них. Деталі аналітичної процедури наведено в [22]. У розрахунку початкових значень $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ та ϵHf аналізованих цирконів використано прийнятий вік їх кристалізації, константу розпаду $\lambda^{176}\text{Lu}$ $1,867 \times 10^{-11}$ [33] і такі параметри сучасного хондритового універсального резервуару (*CHUR*): $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ та $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ [23].

У одній із проб (RT-1-5) кристали циркону датовано методом *SIMS* в *Australian National University* (Канберра, Австралія). Аналітична процедура та умови U-Pb аналізу були подібними до описаних у [35]. Інтенсивність первинного пучка іонів O^2 становила 4–5 нА, а розмір аналітичної плями 25 мкм.

Результати. U-Pb вік цирконів. Амфіболіт, проба RT-1-3. Кристали циркону мають складну будову. У полірованих зрізах виявлено три зони (генерації) росту. Найдавнішим є світлий (світло-рожевий) циркон, темний (коричневий і коричнево-бурий) кристалізувався на другому етапі ендегенної переробки амфіболіту, а наймолодшим є світло-рожевий прозорий циркон (рис. 1) за [13].

На катодолюмінесцентних зображеннях (рис. 2) циркони з амфіболіту виявляють не-закономірну «плямисту» зональність, типovu для цирконів із метаморфічних порід.

Результати аналітичних досліджень кристалів циркону наведені в табл. 1. Уран-свинцеві ізотопні системи різних кристалів циркону із амфіболіта помітно відмінні. Дискордантність варіює в межах від 17,8 до –5,8, тоді як числові значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, розраховані для різних кристалів, варіюють від 2832 ± 142 млн рр. до 2047 ± 100 млн рр., що пояснюється їхньою складною триетапною кристалізацією, виявленою за результатами мінералогічних досліджень циркону із амфіболіту.

Вік циркону, розрахований за даними, наведеними в табл. 1, за винятком двох (із шістнадцяти) аналізів, вік яких за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, перевищує 2200 млн рр. — ан. 8 та 15), за верхнім перетином конкордії дорівнює 2080 ± 11 млн рр. (рис. 3), його ми вважаємо мінімальним віком амфіболіту.

Гранодіорит, проба RT-1-4. Переважна більшість кристалів циркону складена із ядра, об'єм якого варіює від 50 до 99 %, та оболонки (рис. 4). Ядра здебільшого мають заокруглені контури і належать до кількох типів: незональні (переважають), з ритмічною «магматичною» зональністю, складні та майже ізометричні, вірогідно кластогенні (заокруглені) [13]. На катодолюмінесцентних зображеннях зональність проявлена

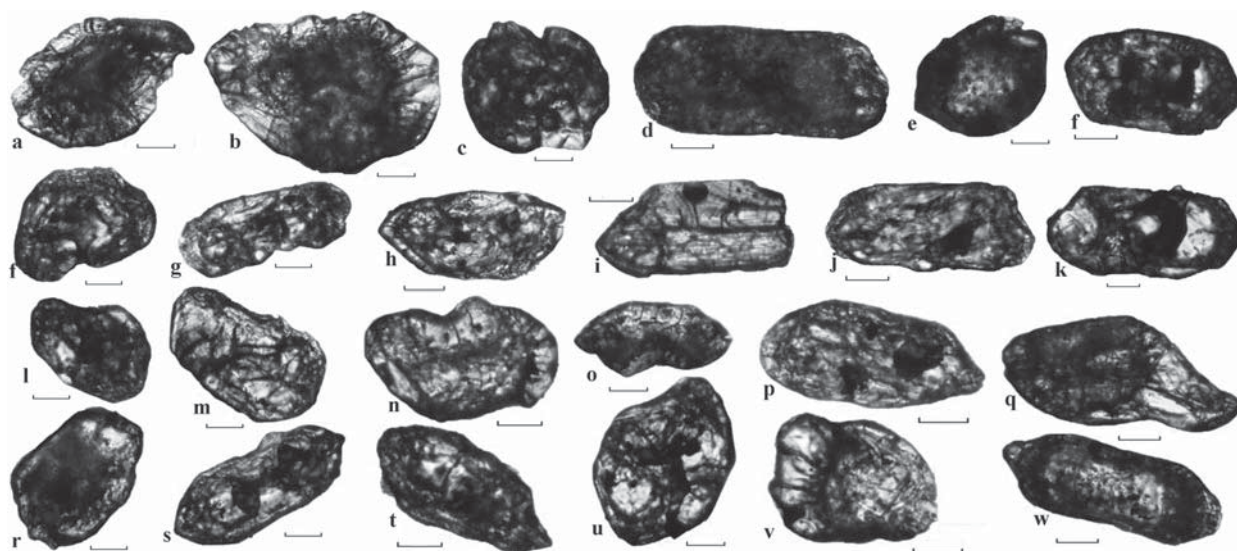


Рис. 1. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із амфіболіту (на просвіт), проба RT-1-3, Острівський кар'єр, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя [13]. Розмір масштабної лінійки 50 мк

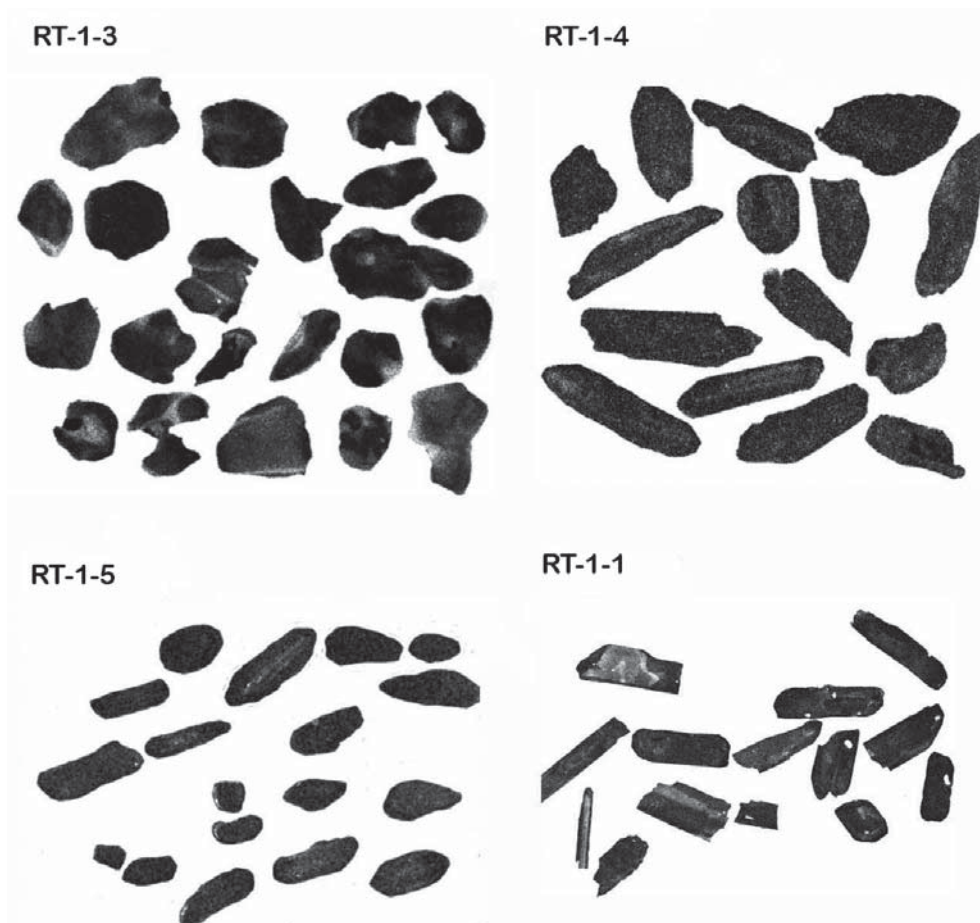


Рис. 2. Катодолюмінесцентні зображення полірованих зрізів кристалів циркону із кристалічних порід Острівського кар'єру

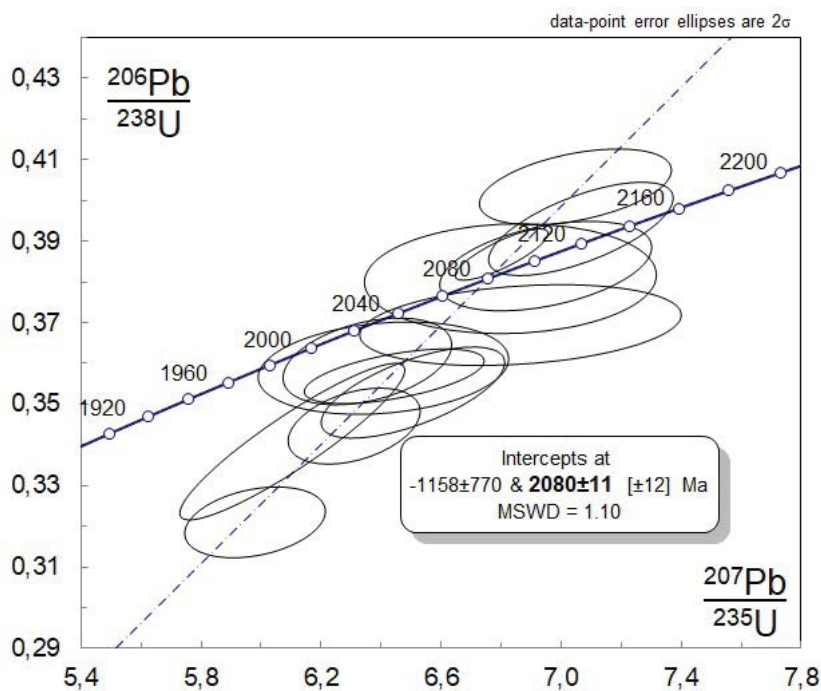


Рис. 3. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для цирконів із амфіболіту, проба RT-1-3

Таблиця 1. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS) кристалів циркону із амфіболіту, проба RT-1-3

Номер аналізу	Вміст Pb, ppm	Ізотопні відношення поміряні							Rho	Ізотопний вік, млн років				D, %	
		$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{U^{238}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	2σ	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$		$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ			
1	468,8	0,13059	0,0034	2,5629	0,0653	7,0659	0,2514	0,39304	0,0094	0,66	2134	2110	2091	±46	-2,0
2	6918,7	0,13193	0,0040	2,8017	0,0432	6,4440	0,2452	0,35684	0,0055	0,56	1966	2029	2107	±49	6,7
3	394,4	0,12792	0,0042	2,7804	0,0662	6,3544	0,2296	0,36049	0,0087	0,38	1982	2022	2067	±59	4,1
4	11735,6	0,12814	0,0011	2,5820	0,0342	6,8013	0,1267	0,38673	0,0052	0,82	2107	2083	2070	±15	-1,8
5	33,9	0,13237	0,0081	2,6536	0,0739	6,8312	0,3976	0,38081	0,0110	0,07	2076	2063	2062	±117	-0,7
6	168,1	0,12963	0,0070	2,8093	0,0743	6,4079	0,3412	0,35884	0,0093	0,20	1974	2021	2047	±100	3,6
7	163,6	0,13851	0,0053	3,1308	0,0723	5,9800	0,1917	0,32096	0,0071	0,31	1793	1971	2180	±66	17,8
8	130,6	0,21740	0,0181	2,4116	0,1708	14,8437	2,1635	0,45900	0,0353	0,91	2400	2628	2832	±142	15,3
9	347,0	0,13235	0,0053	2,6067	0,0603	6,9489	0,2887	0,38390	0,0090	0,42	2099	2091	2094	±76	-0,3
10	305,4	0,13441	0,0039	2,8566	0,0742	6,5062	0,2500	0,35283	0,0091	0,66	1945	2042	2148	±49	9,4
11	25,4	0,13634	0,0083	2,7194	0,0619	6,8648	0,4378	0,36941	0,0081	0,25	2024	2063	2100	±116	3,6
12	1803,2	0,13015	0,0025	3,0189	0,1377	6,1043	0,3066	0,34080	0,0157	0,91	1882	1973	2098	±35	10,3
13	546,7	0,13417	0,0038	2,9141	0,0625	6,3103	0,1799	0,34460	0,0076	0,39	1907	2014	2137	±48	10,8
14	223,4	0,12767	0,0042	2,4841	0,0469	7,0477	0,2615	0,40334	0,0076	0,44	2183	2107	2064	±56	-5,8
15	170,3	0,14702	0,0140	2,3603	0,0772	9,0181	1,4323	0,42825	0,0166	0,96	2290	2271	2231	±141	-2,7

Примітка. Rho — кореляція помилок за відношеннями $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ та $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$. D — дискордантність віку.

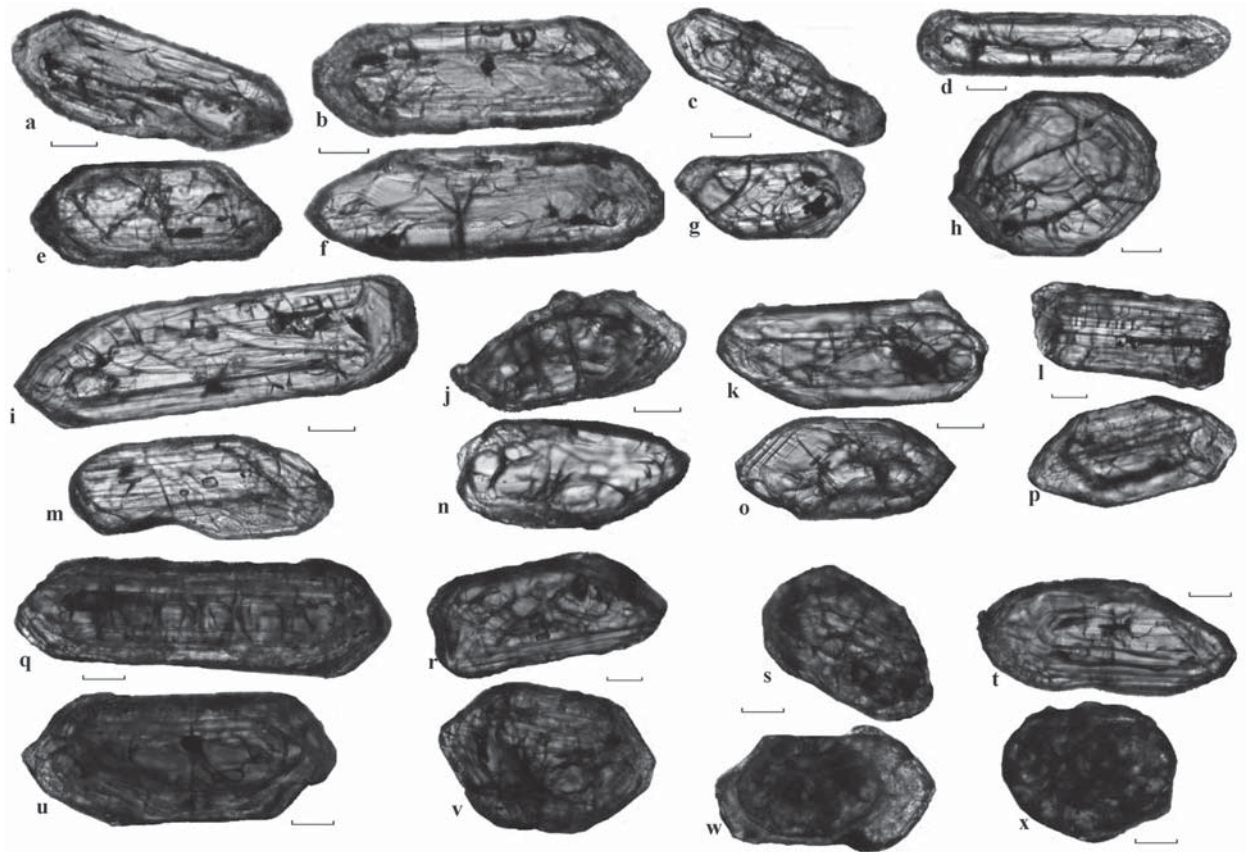


Рис. 4. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із гранодіориту (на просвіт), проба RT-1-4, Острівський кар'єр, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя [13]. Розмір масштабної лінійки 50 мк

слабо (рис. 2). Нерідко помітні центральні ділянки, які можуть бути як темнішими, так і світлішими в катодних променях. Різкої відмінності між ядрами та оболонками не помітно. Загалом кристали циркону з цієї проби характеризуються слабкою люмінесценцією.

Результати аналітичних досліджень кристалів циркону наведені в табл. 2, з якої видно, що числові значення ізотопного віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, розраховані для різних кристалів, варіюють у відносно вузьких межах від 2129 ± 41 до 2028 ± 100 млн рр., за одного (із шістнадцяти) аномально високого значення — 2894 ± 133 млн рр., а дискордантність варіює в межах від 40 до $-10,7\%$.

Вік циркону, розрахований за даними, наведеними в табл. 2 (за винятком аналізу з аномально високою датою — ан. 9) за верхнім перетином конкордії складає 2049 ± 23 млн рр. (рис. 5), який на наш погляд, відображає вік гранодіориту.

Плагіограніт, проба RT-1-5. Як і кристали циркону із інших порід Острівського кар'єру, кристали циркону плагіограніту мають складну будову (рис. 6). У полірованих зрізах у них виявляються ядра реліктового циркону, на які нарастає потужна, порівняно з цирконами інших типів порід Острівського кар'єру, оболонка (рис. 1, 4, 8, 10). Ядра представлені переважно реліктами кристалів циркону, суттєво трансформованими (рис. 6, с, f, k), вірогідно в результаті прояву процесів гранітоутворення [13]. Оболонки утворені в два етапи кристалізації. Рання оболонка бурувато-коричнева (рис. 6, с, f, g, p, q, r), пізня — світло-коричнева (можливо світло-рожева), малопотужна, присутня лише на деяких кристалах, наприклад (рис. 6, b, m).

Ядра також проявлені на катодолюмінесцентних зображеннях як ділянки з більш яскравішою люмінесценцією (рис. 2).

Результати визначення вмістів урану, торію, свинцю та ізотопного складу свинцю на-

Таблиця 2. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS) кристалів циркону із гранодiorиту, проба RT-1-4

Номер аналізу	Вміст Pb, ppm	Ізотопні відношення вимірювання					Rho	Ізотопний вік, млн років				D, %
		Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	2σ	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶	2σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	2σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	2σ	
1	388,2	0,13365	0,0038	2,67390	0,0379	6,8139	0,1944	0,37537	2081	2129	51	3,5
2	506,2	0,13015	0,0032	2,60906	0,0449	6,8174	0,1949	0,38542	2082	2087	43	-0,6
3	232,7	0,12711	0,0032	3,06674	0,1102	5,7590	0,2279	0,33367	1929	2044	45	9,4
4	350,8	0,12831	0,0037	2,52680	0,0420	6,9086	0,1833	0,39766	2094	2056	52	-4,9
5	787,4	0,13333	0,0040	3,57511	0,1449	5,2131	0,2558	0,28785	1838	2122	55	23,4
6	460,3	0,12789	0,0031	2,78910	0,0601	6,3032	0,1966	0,36139	2012	2064	45	3,7
7	277,8	0,12846	0,0037	2,69395	0,0325	6,4636	0,1792	0,37187	2035	2059	51	1,0
8	1147,0	0,12779	0,0026	2,57914	0,0414	6,7237	0,1812	0,38928	2075	2058	37	-2,9
9	4253,2	0,22348	0,0161	1,91045	0,1918	22,373	3,5646	0,64860	2933	2894	133	-7,7
10	1016,0	0,12742	0,0034	5,06628	0,3210	3,6534	0,2322	0,21233	1537	2056	45	40,0
11	282,3	0,12355	0,0027	2,42843	0,0325	6,9382	0,1812	0,41252	2098	2011	39	-10,7
12	187,2	0,12813	0,0042	2,59434	0,0434	6,7069	0,2252	0,38693	2065	2050	58	-2,8
13	581,1	0,12551	0,0034	2,84386	0,0485	6,0179	0,1672	0,35292	1973	2028	51	4,0
14	864,8	0,12704	0,0026	2,78450	0,0700	6,2795	0,2176	0,36277	2006	2061	37	3,3
15	444,3	0,13117	0,0037	2,52479	0,0410	7,0468	0,2164	0,39723	2115	2115	46	-1,9

Примітка. Rho — кореляція помилок за відношеннями ²⁰⁶Pb/²³⁸U та ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D — дискордантність віку.

Таблиця 3. Результати U-Pb ізотопного датування методом SIMS кристалів циркону із плагіограніту, проба RT-1-5

Номер аналізу	Вміст, ppm				$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Ізотопні відношення							Rho	Ізотопний вік, млн років				D, %
	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}^*$	U	Th		$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}^*}$	±%		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$		
1	278	46,8	954	546	1,5E-5	0,1271	0,167	5,9	0,9	0,34	0,9	1882	±14	2055	±5	1845	±20	+10
2	246	18,8	808	188	3,2E-5	0,1265	0,077	6,2	1,1	0,35	0,9	1957	±15	2045	±10	2136	±47	+5
3	924	34,7	2925	375	2,4E-6	0,1261	0,037	6,4	0,6	0,37	0,6	2019	±10	2044	±3	1990	±16	+1
4	72	11,8	230	125	6,5E-6	0,1275	0,163	6,4	1,8	0,37	1,7	2009	±29	2063	±10	2034	±42	+3
5	243	56,9	770	605	4,2E-6	0,1268	0,232	6,4	1,1	0,37	1,0	2018	±17	2053	±11	2018	±23	+2
6	329	18,0	1047	176	4,4E-5	0,1268	0,056	6,4	0,9	0,37	0,8	2011	±14	2046	±5	2189	±78	+2
7	269	81,4	867	884	-3,1E-6	0,1263	0,300	6,3	1,7	0,36	1,7	1989	±29	2048	±5	1976	±41	+3

Примітка. Rho — кореляція помилок за відношеннями ²⁰⁶Pb/²³⁸U та ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D — дискордантність віку.

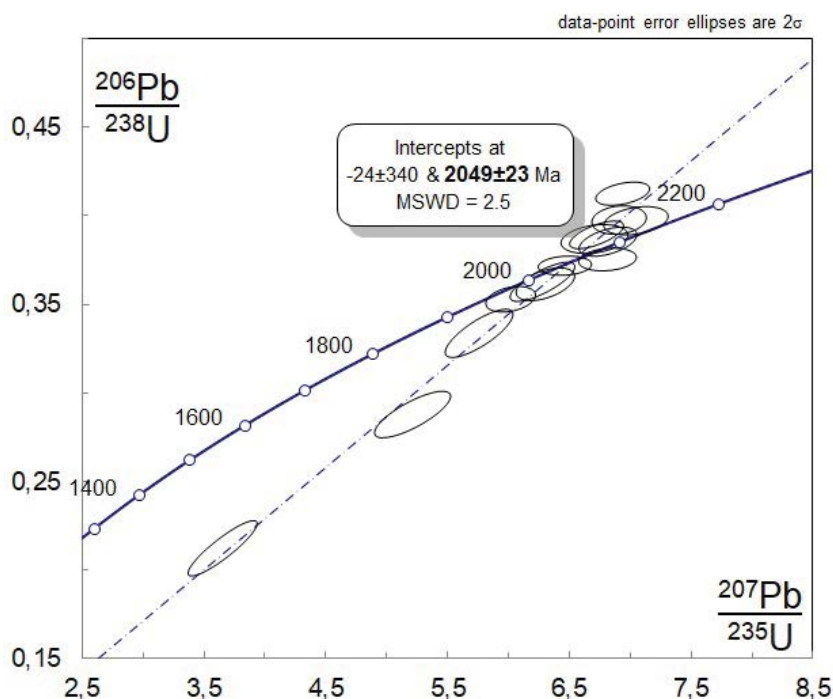


Рис. 5. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для цирконів із гранодіориту, проба RT-1-4

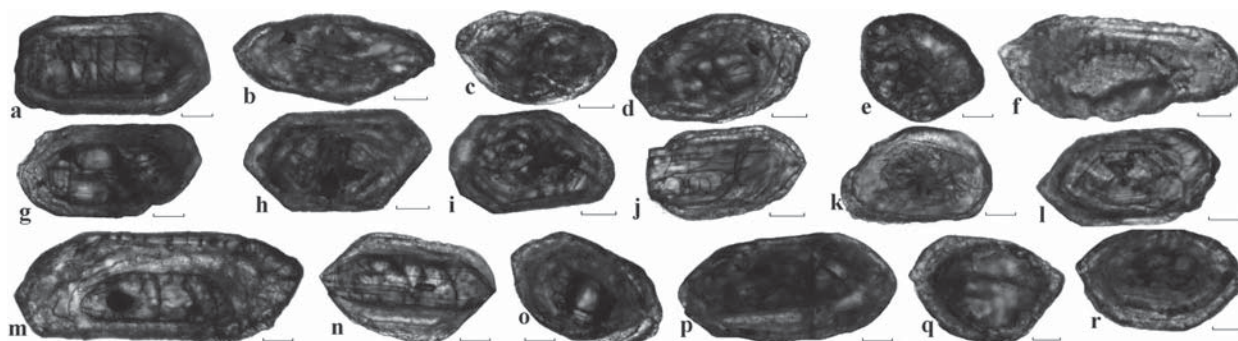


Рис. 6. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із плагіограніту (на просвіт), пр. RT-1-5, Острівський кар'єр, поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя [13]. Розмір масштабної лінійки 50 мк

ведені в табл. 3. За цими даними розраховано вік, який за верхнім перетином конкордії лінією регресії складає $2043,5 \pm 5,3$ млн рр. Він добре узгоджується з результатами датування циркону із інших порід цього району та датуваннями мультизернових наважок титаніту та монациту [2, 7, 8].

Граніт порфіроподібний, проба RT-1-1. Раніше [13] було з'ясовано, що кристали сформовані цирконом двох генерацій: реліктовим цирконом порід субстрату, що у вигляді ядер присутній у більшості кристалів, і цирконом оболонки, що вірогідно

є синпетрогенним граніту. До того ж, серед ядер були виокремлені такі морфологічні типи: однорідні (не зональні) ядра; ядра з тонкою «магматичною» зональністю; складні ядра; майже ізометричні, вірогідно кластогенні, ядра з заокругленими контурами (рис. 7). У деяких кристалах ядра досить чітко проявлені на катодолюмінесцентних зображеннях як ділянки з яскравою люмінесценцією (рис. 2).

На катодолюмінесцентних зображеннях циркони з граніту виявляють зональну будову, з нерідко чітко окресленими ядрами та

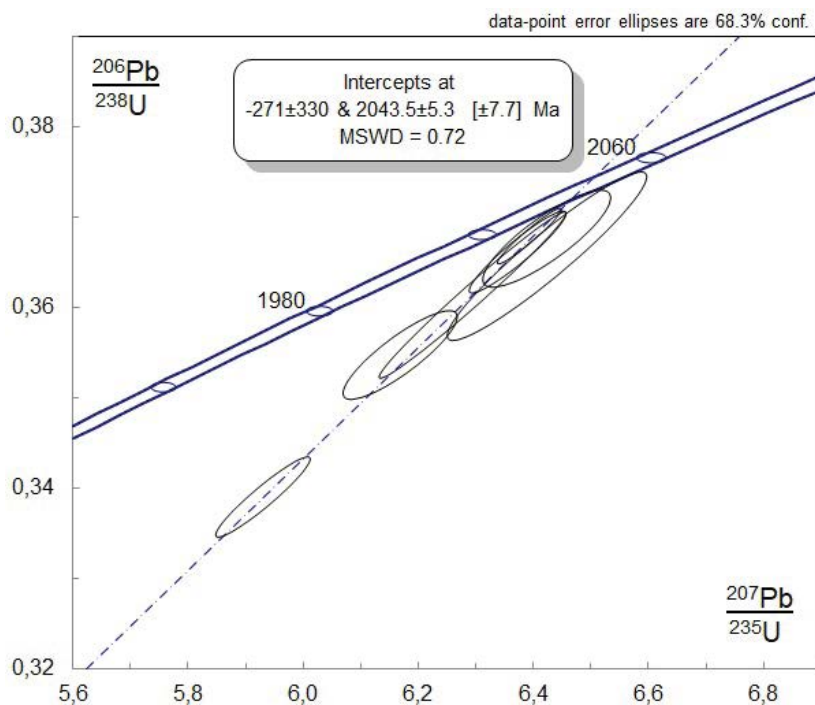


Рис. 7. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для цирконів із плагіограніту, пр. RT-1-5

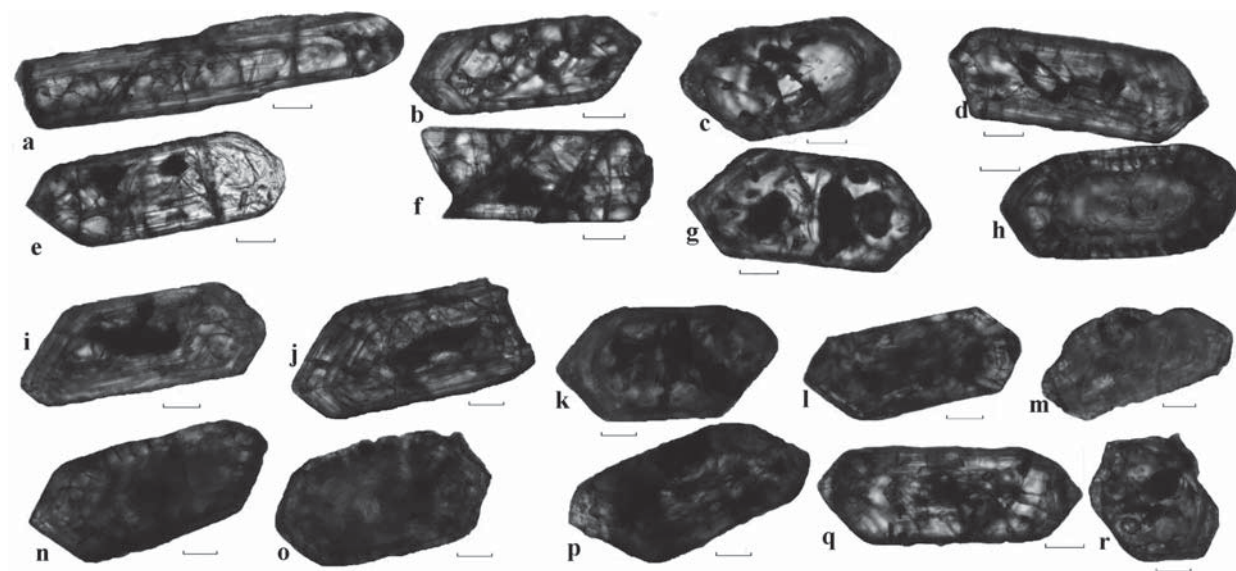


Рис. 8. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із граніту (на просвіт), пр. RT-1-1, Острівський кар'єр, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя [13]. Розмір масштабної лінійки 50 мк

облямівками. Будова ядер часто неоднорідна, плямиста. Кристали містять дрібні включення апатиту та титанвмісного рудного мінералу (ільменіту чи титаномagnetиту).

Результати аналітичних досліджень кристалів циркону наведені в табл. 4. Із них видно, що числові значення ізотопного віку

за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ переважної більшості проаналізованих кристалів лежать у межах від 1978 ± 91 до 2168 ± 57 млн рр. Також є два (із шістнадцяти) кристалів з аномально високими значеннями — 3129 ± 70 млн рр. (ан. 15) та 2329 ± 65 млн рр. (ан. 1). Перший із них характеризується

Таблиця 4. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS) кристалів циркону із граніту, проба RT-1-1

Номер аналізу	Вміст Pb, ppm	Ізотопні відношення поміряні						Rho	Ізотопний вік, млн років				D, %
		$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{U^{238}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	2σ		$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ	
1	424,5	0,14996	0,00523	2,4392	0,0383	8,5317	0,3561	0,44	0,40965	2276	2329	±65	5,0
2	780,7	0,12904	0,00329	2,4766	0,0552	7,1743	0,2346	0,64	0,40507	2125	2071	±46	-5,7
3	474,8	0,13086	0,00341	2,5632	0,0440	6,9632	0,2179	0,40	0,39021	2104	2094	±48	-1,3
4	180,8	0,13128	0,00444	2,5733	0,0394	7,0302	0,2732	0,47	0,38926	2104	2103	±59	-0,7
5	964,0	0,12689	0,00310	2,7052	0,0366	6,4482	0,1730	0,38	0,36989	2034	2050	±41	1,1
6	416,7	0,13298	0,00433	2,5722	0,0405	7,0930	0,2136	0,09	0,38953	2116	2116	±57	-0,2
7	395,8	0,13122	0,00318	2,7994	0,0849	6,5633	0,2522	0,69	0,36240	2049	2121	±41	6,2
8	135,1	0,13661	0,00512	2,7001	0,0533	6,9497	0,2464	0,15	0,37196	2096	2157	±65	5,6
9	5289,9	0,13711	0,00480	2,1433	0,1498	9,9482	1,9512	1,00	0,53573	2325	2168	±57	-21,4
10	215,4	0,12513	0,00635	2,7072	0,0607	6,3482	0,3174	0,33	0,37057	2006	1978	±91	-2,6
11	322,2	0,12545	0,00387	2,4420	0,0352	7,0364	0,2145	0,34	0,40990	2109	2015	±54	-9,8
12	508,8	0,13649	0,00461	2,5781	0,0505	7,2576	0,2019	0,19	0,38951	2138	2161	±56	2,0
13	427,4	0,12507	0,00463	2,8665	0,0681	6,0413	0,2459	0,40	0,35000	1976	2023	±69	4,5
14	456,0	0,12534	0,00324	2,6659	0,0522	6,4696	0,1851	0,49	0,37660	2036	2020	±45	-1,9
15	1070,4	0,24664	0,01093	2,1014	0,0568	16,392	0,9135	0,67	0,48121	2872	3129	±70	19,2

Примітка. Rho — кореляція помилок за відношеннями $^{206}Pb/^{238}U$ та $^{207}Pb/^{235}U$; D — дискордантність віку.

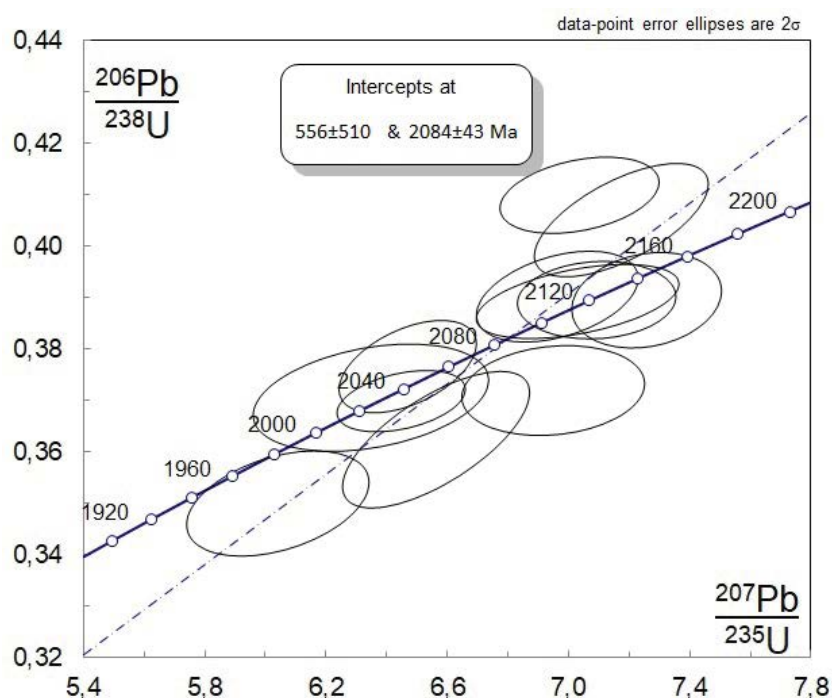


Рис. 9. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для цирконів із граніту, пр. RT-1-1

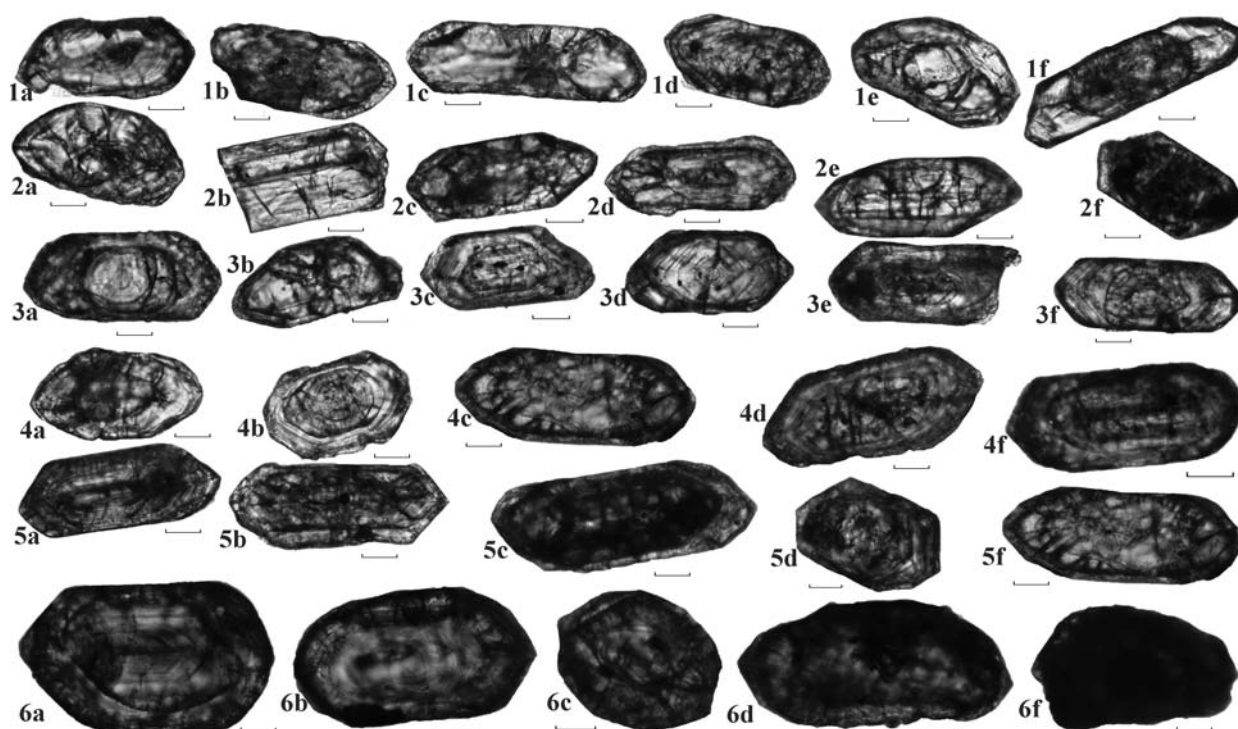


Рис. 10. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із граніту (на просвіт), пр. RT-1-6, Острівський кар'єр, поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя [13]. Розмір масштабної лінійки 50 мк

найбільшою прямою дискордантністю (19,2 %), інший — 5 %. Дискордантність віку, отриманого для решти кристалів, лежить у межах від 6,2 до –21,4 %.

Вік циркону за верхнім перетином конкордії з дискордією, розрахованим за даними, наведеними в табл. 4 (за винятком зазначених вище двох кристалів), складає

Таблиця 5. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS) кристалів циркону із граніту, проба РГ-1-6

Номер аналізу	Вміст Pb, ppm	Ізотопні відношення поміряні						Rho	Ізотопний вік, млн років				D, %
		$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{U^{238}}{Pb^{206}}$	2σ	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	2σ		$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	2σ	
1	179,7	0,12982	0,0040	2,9176	0,0429	6,1295	0,1988	0,32	1909	1987	2075	±56	8,0
2	34,2	0,14618	0,0038	2,3750	0,0346	8,5061	0,2707	0,72	2275	2278	2288	±45	0,6
3	29,8	0,17657	0,0020	1,9661	0,0180	12,3523	0,1649	0,51	2657	2630	2618	±19	-1,5
4	130,4	0,17663	0,0036	2,0846	0,0308	11,6698	0,2302	0,38	2537	2575	2613	±34	2,9
5	65,8	0,13412	0,0053	4,0207	0,1229	4,6397	0,1951	0,45	1456	1751	2132	±67	31,7
6	988,4	0,15982	0,0035	1,9318	0,1187	12,5668	1,0634	0,97	2855	2594	2443	±39	-16,9
7	108,9	0,12840	0,0017	2,6857	0,0521	6,6561	0,1855	0,85	2054	2061	2076	±25	1,1
8	118,8	0,13109	0,0030	2,8933	0,0752	6,2717	0,1928	0,68	1927	2008	2101	±41	8,3
9	71,5	0,16199	0,0032	2,0248	0,0538	11,1485	0,4153	0,90	2601	2531	2468	±35	-5,4
10	156,1	0,17683	0,0028	2,0314	0,0438	12,1267	0,3789	0,85	2599	2606	2618	±27	0,7
11	152,6	0,13398	0,0039	2,6607	0,0397	6,9587	0,2100	0,32	2065	2105	2133	±51	3,2
12	499,7	0,18571	0,0026	2,0081	0,0454	12,8682	0,3368	0,83	2623	2664	2700	±23	2,9
13	389,0	0,18036	0,0023	2,3472	0,0729	10,7889	0,3626	0,92	2319	2496	2652	±22	12,6
14	497,5	0,22751	0,0059	1,7175	0,0252	18,3628	0,5725	0,54	2966	3000	3022	±41	1,9
15	144,3	0,12728	0,0018	2,5215	0,0344	6,9823	0,1276	0,67	2159	2107	2056	±24	-5,0
16	221,3	0,13303	0,0037	2,4058	0,0430	7,5851	0,1886	0,35	2245	2186	2123	±48	-5,8

Примітка. Rho — кореляція помилок за відношеннями $^{206}Pb/^{238}U$ та $^{207}Pb/^{235}U$; D — дискордантність віку.

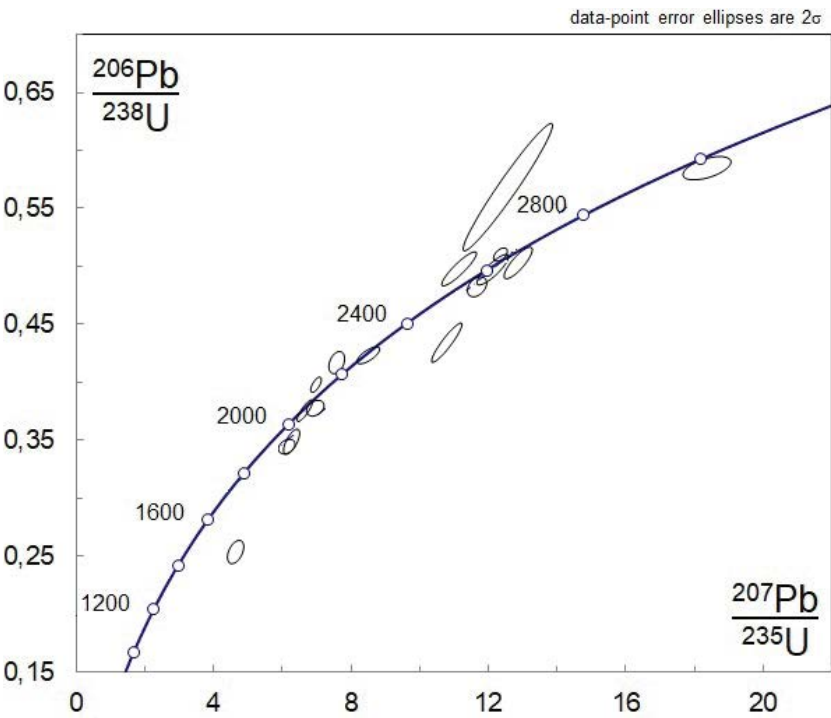


Рис. 11. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для цирконів із граніту, проба RT-1-6

Таблиця 6. Аналітичні результати дослідження лютецій-гафнієвої ізотопної системи кристалів циркону із порід Острівського кар'єру

Spot #	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±1σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	±1σ	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _T	±1σ	εHf _T	±2σ	T(DM) felsic, Ma	T(DM) mafic, Ma
RT-1-3 (amphibolite), age 2080 ± 11 Ma											
1	0,281497	0,000009	0,000468	0,000027	0,012436	0,281492	0,000009	1,3	0,7	2526	2850
2	0,281523	0,000009	0,000831	0,000011	0,023450	0,281504	0,000009	1,7	0,6	2504	2812
3	0,281528	0,000007	0,000777	0,000029	0,021602	0,281511	0,000007	2,0	0,5	2491	2789
4	0,281640	0,000020	0,003564	0,000267	0,107005	0,281513	0,000023	2,1	1,6	2487	2783
5	0,281486	0,000007	0,000206	0,000004	0,004928	0,281491	0,000007	1,3	0,5	2527	2852
6	0,281453	0,000007	0,000323	0,000006	0,008459	0,281455	0,000007	0,0	0,5	2596	2970
7	0,281525	0,000008	0,001153	0,000052	0,033230	0,281493	0,000008	1,4	0,6	2524	2847
RT-1-4 (granodiorite), age 2049 ± 23 Ma											
1	0,281381	0,000007	0,000553	0,000009	0,017318	0,281373	0,000007	-3,6	0,5	2760	3275
2	0,281414	0,000009	0,001165	0,000037	0,037603	0,281382	0,000009	-3,3	0,7	2743	3246
3	0,281381	0,000009	0,000470	0,000016	0,013986	0,281377	0,000009	-3,5	0,6	2753	3261
4	0,281390	0,000008	0,000782	0,000053	0,022539	0,281373	0,000008	-3,6	0,6	2759	3273
5	0,281406	0,000009	0,000802	0,000032	0,025865	0,281389	0,000009	-3,0	0,6	2731	3224
6	0,281384	0,000008	0,000546	0,000019	0,017042	0,281377	0,000009	-3,5	0,6	2753	3262
7	0,281391	0,000008	0,000906	0,000019	0,028913	0,281370	0,000008	-3,7	0,6	2766	3284
8	0,281392	0,000009	0,000968	0,000080	0,031131	0,281369	0,000009	-3,8	0,7	2768	3289
9	0,281396	0,000008	0,000820	0,000026	0,025128	0,281378	0,000009	-3,4	0,6	2750	3257
10	0,281419	0,000009	0,001221	0,000069	0,041872	0,281385	0,000009	-3,2	0,6	2738	3236

Примітка: модельний вік за моделлю «кислої» (T(DM)felsic) та «основної» (T(DM)mafic) кори розрахований за значень ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf відношення 0,015 [23] та 0,021 [25], відповідно,

2084 ± 43 млн рр. (рис. 9), який ми приймаємо за максимальний вік граніту.

Граніт дрібно-середньозернистий неясно-порфіроподібний, проба RT-1-6. Ці граніти, виходячи із ізотопного складу стронцію, мають інший (більш «коровий» $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7794 \pm 0,0002$) протоліт за решту гранітоїдів ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варіює від $0,70355 \pm \pm 0,00010$ у амфіболіту до $0,70822 \pm 0,00007$ у граніту), розкритих Острівським кар'єром [13]. Водночас, як і у решти гранітоїдів, кристали циркону містять різнорідні ядра. Загалом, у цих кристалах циркону виявлені практично ті самі типи ядер, що і в кристалах цього мінералу із інших гранітоїдів: незональні ядра; ядра з концентричною зональністю; складні ядра та майже ізометричні, вірогідно кластогенні; ядра з заокругленими контурами (рис. 10) [13].

Більше розмаїття виявлено і в уран-свинцевих ізотопних даних різних кристалів циркону (табл. 5). У табл. 5 наведено результати U-Pb датування кристалів циркону методом *LA-ICP-MS*.

Вік циркону розраховувати не доцільно, оскільки, як видно з табл. 5 та рис. 11, уран-свинцеві ізотопні системи кристалів циркону характеризуються значними розходженнями як за різними ізотопними відношеннями для одного і того ж кристалу (з дискордантністю від $-16,9$ до $31,7$), так і за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, що розраховані для різних кристалів. Числові значення віку за цим відношенням знаходяться в межах від 3022 ± 41 до 2056 ± 24 млн рр., але аномально високих (більших за 2200 млн рр.) є десять із шістнадцяти дат (див. табл. 5). Найменші значення віку (менші за 2100 млн рр.) — 2076 ± 25 , 2075 ± 56 та 2056 ± 24 млн рр. (ан. 1, 7 та 15, відповідно, див. табл. 5) можна прийняти за вік граніту, що не суперечить ізотопній даті $2063,5 \pm 1,2$ млн рр., отриманій для монацитів із цього ж граніту [2].

Ізотопний склад гафнію визначено в цирконах з двох проб: RT-1-3 (амфіболіт) та RT-1-4 (гранодіорит). Для першої з них початковий ізотопний склад гафнію та величина ϵHf розраховані на вік 2080 ± 11 млн рр., а для другої — 2049 ± 23 млн рр. (табл. 6). Се-

редньозважена величина ϵHf для цирконів з пр. RT-1-3 за десятима вимірами становила $1,3 \pm 0,7$, а для цирконів з проби RT-1-4 за сімома вимірами $-3,5 \pm 0,2$ (рис. 12). Модельний вік за моделями «кислої» та «мафічної» кори для проб RT-1-3 та RT-1-4 становить 2440 і 2720 млн рр. та 2750 і 3260 млн рр. відповідно. Модельний вік розраховано з припущенням, що протоліт, за подальшого переплавлення якого утворився первинний розплав досліджуваних нами порід, мав умовно «кислий» або ж «основний» склад. Відношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ прийнято рівними $0,015$ в моделі «кислої кори» [25] та $0,021$ — «основної кори» [27]. Модельний вік відповідає здогадному віку відокремлення корового матеріалу від мантії за умови, що ізотопний склад гафнію в цьому матеріалі еволюціонував згідно із зазначеними вище відношеннями, і досягнув того відношення, яке ми спостерігаємо в цирконі, в момент його кристалізації. Отже, модельний вік вказує на час, коли утворилась первинна континентальна кора кислого або ж основного складу, завдяки плавленню якої сформувався магматичний розплав, з якого кристалізувалась досліджувана нами порода.

Хімічний склад циркону визначено в чотирьох пробах, одночасно з визначенням U-Pb ізотопних характеристик методом *LA-ICP-MS* (табл. 7). У п'ятій пробі (RT-1-5, плагіограніт), дослідженій за методом *SIMS*, хімічний склад циркону, окрім вмісту U, Th та Pb, не визначали.

Циркони з амфіболіту (пр. RT-1-3) відрізняються нетиповим для цирконів хондрит-нормованим профілем РЗЕ (рис. 13). Висока концентрація притаманна неодиму, далі хондрит-нормований вміст середніх РЗЕ поступово знижується, і зростає лише в області важких РЗЕ. Європейська аномалія відсутня. Також аномальним є розподіл РЗЕ в цирконах з гранодіориту (пр. RT-1-4) — хондрит-нормовані концентрації середніх РЗЕ або не зростають, або навіть скорочуються від Nd до Dy. Загалом РЗЕ в цирконах з цього зразка доволі слабо фракціоновані. Європейська аномалія відсутня.

Розподіл РЗЕ в цирконах із проб RT-1-1 та RT-1-6 подібний, зі значною негативною

Таблиця 7. Хімічний склад цирконів із порід Острівського кар'єру

Sample	Ti	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Hf	Nb	Th	U	Eu/Eu*	Th/U	$\Delta \log \text{fO}_2$ (FMQ)
RT-1-3																		
1	30,4	858	18,7	178,4	263,9	67,5	15,6	46,8	68,9	277,3	59,1	8722	2,1	1414,8	479,6	0,85	2,95	2,93
3	38,7	701	38,9	340,4	531,3	106,3	28,1	67,6	67,5	188,9	41,3	9674	2,2	707,8	379,0	1,01	1,87	4,04
5	1,6	113	0,2	3,5	5,5	1,1	0,4	2,3	7,4	52,5	13,9	9592	0,4	51,2	92,9	0,75	0,55	0,11
6	36,0	774	26,1	237,2	484,6	85,7	21,3	48,6	66,5	231,9	51,1	10195	1,6	256,2	247,4	1,01	1,04	3,85
11	5,1	143	1,4	20,8	57,3	10,9	2,7	9,4	11,2	54,2	13,2	9417	0,6	40,4	85,3	0,83	0,47	2,24
14	23,6	856	22,0	192,1	668,2	64,5	18,5	52,0	69,4	253,6	53,8	9455	6,6	428,4	295,8	0,97	1,45	3,70
15	39,7	566	24,8	235,5	943,2	97,3	20,8	65,6	55,7	140,6	30,4	9353	1,4	186,1	190,4	0,80	0,98	3,98
RT-1-4																		
1	27,2	694	9,8	119,9	126,1	64,1	17,0	68,8	79,3	159,9	30,2	9341	1,1	199,0	470,4	0,78	0,42	2,35
2	54,9	1394	53,0	601,9	770,0	330,8	103,3	271,1	171,0	236,0	44,9	10144	1,5	365,1	576,0	1,05	0,63	4,37
3	64,0	840	59,4	911,9	1411,1	542,4	173,1	387,7	111,2	126,1	24,7	10576	2,9	274,0	579,9	1,15	0,47	4,95
4	21,7	886	17,9	222,6	250,8	104,8	38,4	112,3	97,8	207,4	41,0	9231	0,6	218,7	362,9	1,08	0,60	3,85
6	47,8	1100	41,9	455,3	493,7	212,8	66,0	190,7	151,0	188,6	32,7	9401	1,3	348,9	475,5	1,00	0,73	4,17
7	48,4	1139	23,4	318,7	354,2	206,9	59,6	221,0	158,1	170,4	31,8	9834	2,3	213,5	410,4	0,85	0,52	3,67
11	4,5	442	16,8	93,7	57,0	18,8	5,6	23,7	37,3	127,2	28,2	10863	0,9	191,0	583,4	0,82	0,33	3,30
12	12,7	503	2,9	49,6	46,8	23,1	6,6	30,6	46,5	137,8	26,3	10292	0,8	136,4	247,5	0,75	0,55	2,04
13	34,7	1359	15,9	173,1	188,4	93,9	24,9	119,7	147,1	273,8	49,9	9749	1,0	404,7	477,0	0,72	0,85	2,76
14	44,5	1494	51,9	534,8	552,0	233,5	70,9	215,1	172,9	284,6	49,1	9088	1,9	777,5	811,1	0,97	0,96	4,05
15	17,5	1378	11,0	155,1	199,7	99,9	23,2	123,7	147,0	312,5	57,3	8246	1,1	339,6	403,9	0,64	0,84	3,32
RT-1-1																		
1	5,7	852	10,4	106,7	72,3	59,3	12,3	66,8	80,0	256,4	53,4	10209	3,5	273,9	434,4	0,60	0,63	3,58
2	21,5	2496	15,2	163,6	145,1	135,4	14,2	183,2	286,2	551,4	103,0	8364	2,2	775,2	536,1	0,27	1,45	2,98
3	36,6	2173	55,0	332,4	285,4	223,7	20,2	223,8	247,0	485,9	93,3	9115	2,8	512,7	468,2	0,28	1,09	3,87
5	13,0	3212	4,9	84,3	59,3	76,3	5,6	138,7	324,6	840,5	155,2	7829	4,3	881,9	607,3	0,17	1,45	2,16
6	53,7	1375	31,2	329,5	346,4	353,3	37,9	292,4	166,1	330,2	62,0	9541	3,2	386,7	393,4	0,36	0,98	3,67
7	61,7	1333	80,1	584,1	537,9	494,6	58,3	369,6	178,9	304,0	61,7	10052	3,4	402,5	626,1	0,42	0,64	4,14
8	19,7	463	10,0	132,5	137,6	153,4	9,4	138,0	74,0	100,5	21,6	10382	2,0	61,3	259,1	0,20	0,24	3,32
10	38,9	793	19,1	216,3	257,9	291,0	13,6	218,4	108,7	185,2	37,0	10412	2,5	160,4	327,7	0,16	0,49	3,38
11	75,8	1302	741,2	2034,0	892,9	487,5	37,5	384,2	192,0	248,4	48,5	9989	4,0	274,4	497,1	0,26	0,55	6,33

12	30,6	955	18,9	190,0	220,3	197,1	15,9	159,4	108,5	247,1	47,4	9606	3,4	393,5	527,5	0,27	0,75	2,95
13	17,5	1179	13,9	148,5	171,2	153,8	12,5	122,4	121,9	320,0	59,9	10143	1,9	346,3	549,6	0,28	0,63	2,97
14	38,7	1097	47,9	431,3	414,3	329,3	42,1	210,2	112,8	289,8	58,1	10041	4,3	380,8	680,0	0,49	0,56	3,95
15	48,2	945	14,3	163,9	254,4	292,3	15,9	217,4	117,5	219,8	42,1	10450	1,9	170,9	266,6	0,19	0,64	2,89
RT-1-6																		
1	40,7	1757	22,4	209,8	495,9	186,4	14,3	176,2	233,4	434,1	89,2	7905	8,5	638,3	521,7	0,24	1,22	2,88
2	6,3	1010	11,4	71,2	135,1	20,1	1,2	15,6	70,2	436,8	99,4	14018	1,9	71,7	1381,5	0,22	0,05	1,79
4	8,8	788	2,5	51,7	78,2	29,6	3,3	32,1	76,5	241,4	49,5	11565	5,4	238,9	657,1	0,33	0,36	1,58
5	40,5	1870	14,1	178,3	293,7	180,7	16,4	183,4	248,0	391,7	76,6	8531	8,9	368,4	408,1	0,27	0,90	2,82
7	11,0	1462	55,0	187,4	169,0	58,8	4,0	54,7	130,4	454,6	95,8	11446	3,9	209,2	1740,6	0,21	0,12	2,78
9	9,3	990	6,6	63,5	75,4	41,0	2,8	39,3	86,5	370,9	78,4	11038	2,1	106,2	1023,3	0,21	0,10	1,51
10	6,1	805	15,5	160,4	120,9	44,6	3,4	35,6	65,7	387,8	98,9	11531	4,6	195,5	1029,5	0,26	0,19	3,48
11	11,8	607	2,0	48,1	43,3	38,7	2,9	42,8	74,9	138,3	26,5	9549	3,4	223,9	383,6	0,22	0,58	1,67
12	17,3	1648	36,3	246,0	193,6	146,6	14,0	123,5	177,6	463,4	95,4	10353	8,4	467,5	1520,0	0,32	0,31	2,97
14	9,0	1393	12,1	139,8	33,3	20,0	2,8	40,6	128,6	407,6	82,5	8874	4,0	362,7	421,0	0,30	0,86	3,67
16	14,7	1029	18,6	190,7	172,7	96,3	6,2	70,2	108,6	248,6	47,4	9882	3,1	159,8	601,1	0,23	0,27	3,48

європейською аномалією та слабким фракціонуванням РЗЕ. Вміст РЗЕ в цирконах з порфіроподібного граніту (пр. RT-1-1) загалом вищий, ніж у цирконах із дрібно-середньозернистого граніту (пр. RT-1-6).

Між значеннями вмісту Th та U в цирконах з амфіболіту (пр. RT-1-3) існує майже лінійна залежність ($U = 0,28 \times Th + 130$). Відношення Th/U варіює від 0,55 до 2,95. Загалом ці циркони характеризуються найнижчим вмістом урану.

Циркони з проб RT-1-4 та RT-1-1 мають дуже подібний розподіл U та Th, і характеризуються концентраціями U 250–680 ppm, та концентраціями Th 60–515 ppm, з декількома аномальними вищими значеннями вмісту торію в обох пробах. Відношення Th/U варіює від 0,33 до 0,96 у пр. RT-1-4, та від 0,24 до 1,45 у пр. RT-1-1.

Циркони з решти двох проб (RT-1-5 та RT-1-6) мають високий вміст урану (від 230 до 1050 ppm, та від 380 до 1740 ppm, відповідно) за помірного вмісту Th (від 125 до 885 ppm, та від 70 до 640 ppm, відповідно). Відношення Th/U варіює від 0,13 до 1,02 у пр. RT-1-5, та від 0,05 до 1,22 у пр. RT-1-6.

За формулою [28] ми також розраховали величини фугітивності кисню в момент кристалізації циркону (табл. 7). Згідно з цими даними, середні значення величини $\Delta \log fO_2$ (FMQ) для проб RT-1-3, RT-1-4, RT-1-1 та RT-1-6 становлять 3,0; 3,5; 3,6 та 2,6, відповідно.

Обговорення. Досліджені нами гранітоїди та амфіболіти Острівського кар'єру, мають палеопротерозойський вік, подібно до гранітоїдів суміжних територій [7, 10, 11, 12, 15, 16, 30], знаменуючи важливий етап в геологічному розвитку Українського щита. Водночас у геохронологічних дослідженнях ми виявили давніші, зокрема мезоархейські (давніші за 2,8 млрд рр.) кристали (ядра) циркону, особливо поширені в дрібно-середньозернистому граніті, проба RT-1-6 (рис. 10). Це може свідчити, що протолітом гранітоїдів Росинсько-Тікицького району слугували мезоархейські супракрустальні породи, одновікові з породами бузької [9, 31] та інгуло-інгулецької [1, 16, 21] серій. Це припущення підтверджується даними про

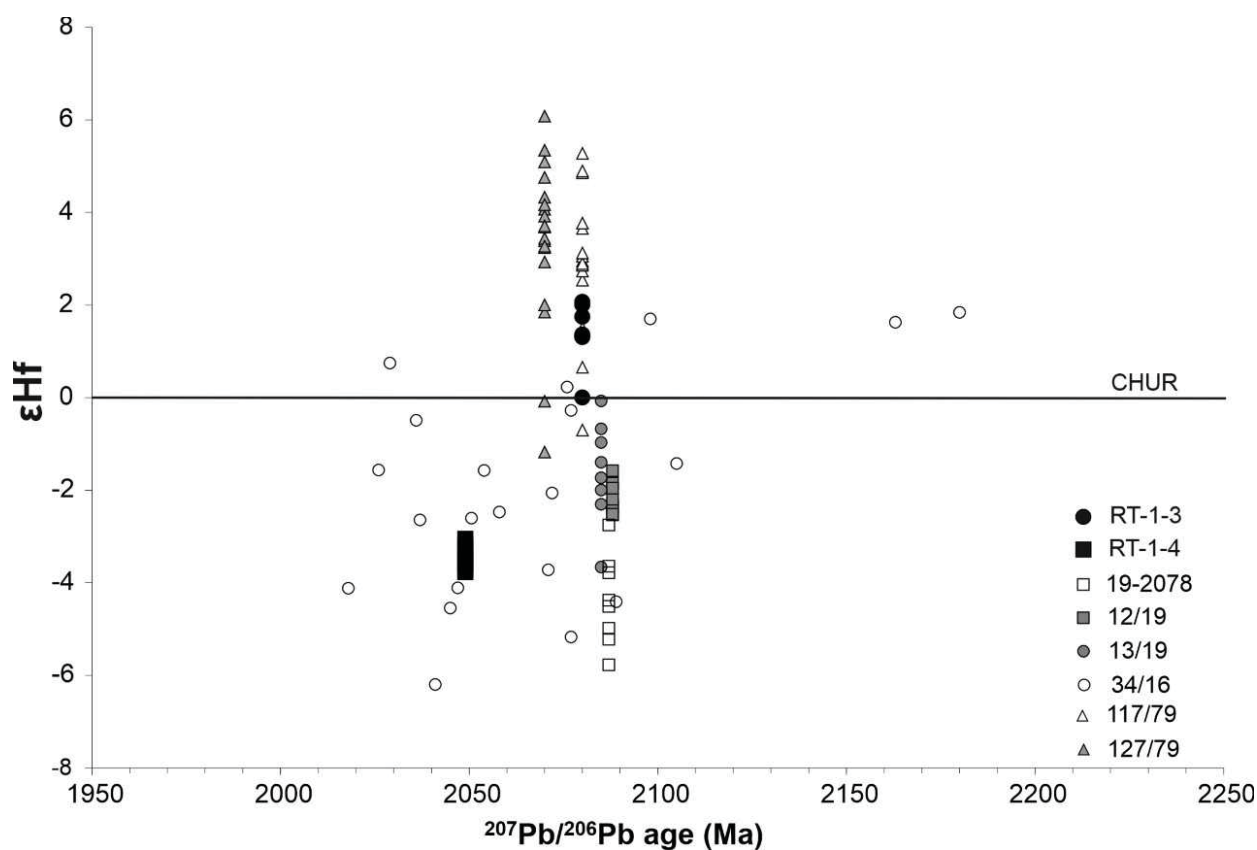


Рис. 12. Варіації ізотопного складу гафнію (ϵ_{Hf}) в палеопротерозойських породах Росинсько-Тікицького та Дністрово-Бузького районів. Проби RT-1-3 (амфіболіт) та RT-1-4 (гранодіорит) — ця робота; 19-2078 — діорит [6]; 12/19 — граніт, с. Шумилів; 13/19 — плагіограніт, с. Шумилів [12]; 34/16 — ендербіт, с. Покотилове [10]; 117/79 — ендербіт, с-ще Тиврів; 127/79 — ендербіт, с. Голоскове [4]

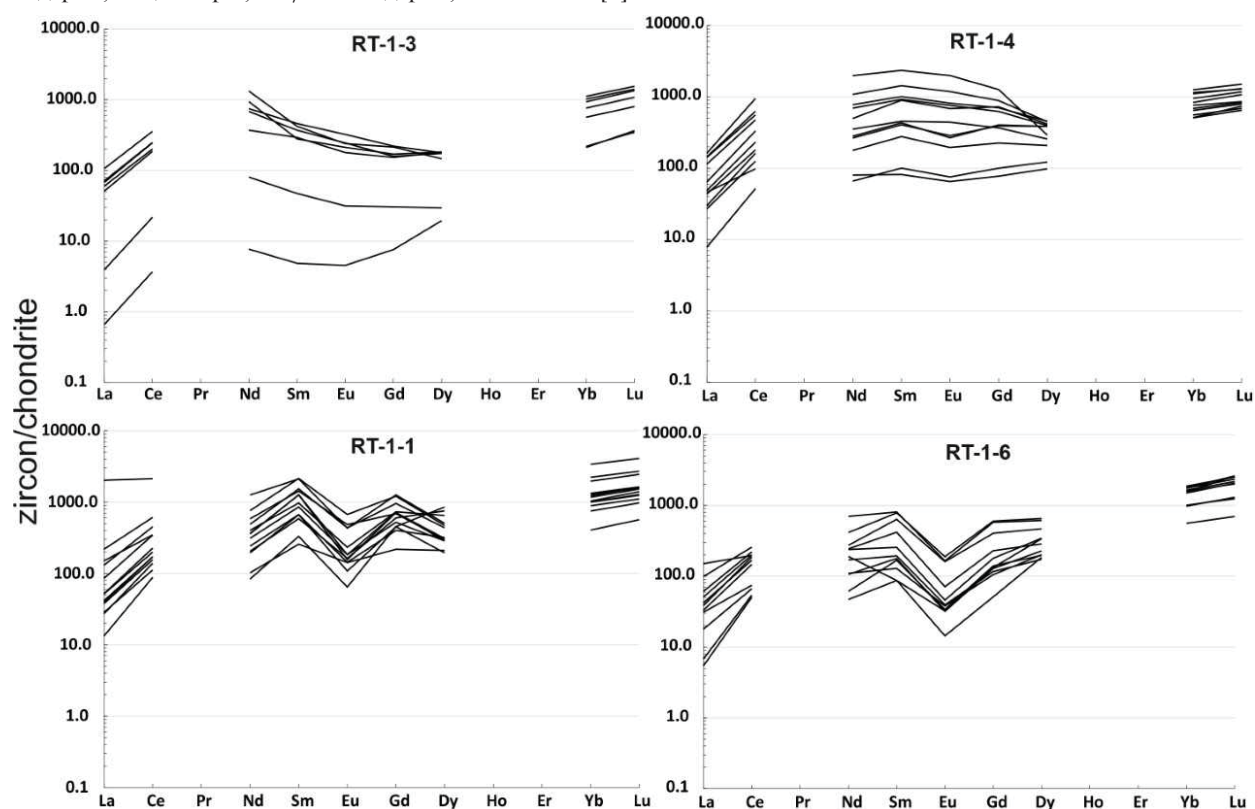


Рис. 13. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в цирконах

ізотопний склад гафнію в цирконах із гранодіориту (пр. RT-1-4): «мінімальний» модельний вік цієї породи за моделлю «кислої» кори становить 2750 млн рр.

Дуже цікавими виявились дані про ізотопний склад гафнію в метаморфогенних цирконах із амфіболіту (пр. RT-1-3). За віком та ізотопним складом гафнію вона подібна до метаморфічних порід Північно-Західного району Українського щита [15] і виявляє ювенільні ізотопні характеристики, що мають свідчити про її палеопротерозойський вік. Водночас, вік за моделлю «мафічної» кори, який і має застосовуватись для порід основного складу, якими є амфіболіти, становить 2720 млн рр. Отже, ці амфіболіти можуть являти собою мезоархейські інтрузивні або вулканогенні породи основного складу, метаморфізовані 2080 ± 11 млн рр. тому.

Питання про вік порід росинсько-тікицької серії лишається невирішеним. Зокрема, [24], на підставі визначення ізотопного складу неодиму в породах росинсько-тікицької серії припускали, що метаморфічні породи в північній частині Росинсько-Тікицького району є ювенільними палеопротерозойськими утвореннями, подібними до таких у північно-західному районі Українського щита. До того ж, метаморфічні породи в південній частині Росинсько-Тікицького району різко відрізняються за ізотопним складом неодиму, який свідчить про мезоархейський, або і давніший, вік їхнього протоліту. Про наявність принаймні фрагментів мезо-неоархейської кори в північній частині району свідчать результати досліджень порід у кар'єрі с. Попільня [5].

Якщо ксеногенні мезоархейські циркони в гранітоїдах Острівського кар'єру походять з метаморфічного протоліту, то й сам протоліт має мезоархейський вік. Якщо ж вони

являють собою кластогенні циркони, то вік росинсько-тікицької серії, в усякому разі порід, поширених у досліджуваному районі, може бути палеопротерозойським. На жаль, через недостатню статистику (лише поодинокі давні дати) і невизначеність у природі датованих ядер всередині кристалів циркону, отримані дані не є достатніми для остаточного рішення щодо вікового положення метаморфічних порід росинсько-тікицької серії.

Цікавими виявились дані про окиснювально-відновлювальні умови під час кристалізації цирконів. Середні величини $\Delta \log fO_2$ (FMQ) в діапазоні 2,6—3,6 свідчать про окиснювальні умови, отже, кристалізація порід відбувалася в умовах верхньої, або ж верхньої частини середньої, кори.

Висновки. 1. Вік усіх гранітоїдів, розкритих Острівським кар'єром, у межах похибки збігається, що дає підстави з великою вірогідністю припустити їх формування в результаті одного етапу магматичної активності.

2. Наявність древніх (мезоархейських) реліктових ядер усередині кристалів циркону гранітоїдів Острівського кар'єру, за умови їх вулканогенного походження, може свідчити про мезоархейський вік порід субстрату цих гранітів — росинсько-тікицької серії. У випадку кластогенної природи цих давніх ядер росинсько-тікицьку серію слід віднести до палеопротерозою, на що вказують палеопротерозойські дати більшості ядер. Для остаточного вирішення проблеми вікового положення росинсько-тікицької серії необхідно виконати аналогічні дослідження цирконів із метаморфічних порід цієї серії та гранітоїдів, що по них розвиваються, поширених на інших ділянках Росинсько-Тікицького мегаблоку. Натепер наявних ізотопних даних для однозначного висновку недостатньо.

Література

- Белевцев Я.М., Рудницький П.М., Сухинін О.М., Єгоров Ю.П., Олейник О.А. Про стратиграфію та структуру центральної частини Українського щита. *Геол. журн.* 31, № 1. С. 114—128.
- Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Зюльцле О.В., Яськевич Т.Б. Уран-свинцева за монацитом геохронологія гранітів, поширених в середній течії р. Рось (Росинсько-Тикицький мегаблок УЩ). *Геохімія та рудоутворення*. 2021. Вип. 42. С. 89—93.
- Єсіпчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Поясн. записка. Київ: УкрДГРІ, НСК України. 2004. 30 с.
- Лісна І.М., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Ларіков А.Л., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. Природа ендербітів Побужжя за даними Sm-Nd, U-Pb і Lu-Hf методів. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 2. С. 99—115. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.02.099>
- Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльцле О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.И., Кануникова Л.И., Шумлянський Л.В. Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита. *Геохимия та рудоутворення*. 2010. Вип. 28. С. 11—16.
- Решетник М.М., Шумлянський Л.В., Чью Д., Дьюйм Б., Вударська А. Петрохронологія гранітоїдів (собітів) зони зчленування Росинсько-Тикицького та Дністрово-Бузького районів Українського щита. *Мінерал. журн.* 2025. 47, № 3. С. 55—68. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.055>
- Степанюк Л.М., Безвинний В.П., Орса В.І., Довбуш Т.І., Лісна І.М., Пономаренко О.М. Про вік двопольовошпатових гранітів Росинсько-Тикицького району УЩ. *Мінерал. журн.* 2000. 22, № 4. С. 66—72.
- Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б., Бельський В.М., Зюльцле О.В., Яськевич Т.Б., Котвіцька І.М. Уран-свинцева геохронологія за титанітом, переваги та обмеження. *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 3. С. 83—98. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.083>
- Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Курило С.І., Лісна І.М. Фінальний етап гранітоїдного магматизму в Дністровсько-Бузькому мегаблоти Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2016. Вип. 36. С. 72—81.
- Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Вайлд С.А., Немчин А.А. U-Pb геохронологія (LA-ICP-MS) геологічних процесів в гранулітах Середнього Побужжя. Стаття 3. Породна асоціація нижньої течії р. Ятрань. *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 1. С. 34—50. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.01.034>
- Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б., Дьюйм Б. До питання про вікові межі формування кошаро-олександрівської світи бузької серії Побужжя. *Геохімія та рудоутворення*. 2010. Вип. 28. С. 4—10.
- Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Чью Д., Дьюйм Б. Геохронологія кристалічних порід Шумилівської ділянки р. Південний Буг (Гайсинський блок). *Мінерал. журн.* 2025. 47, № 2. С. 88—100. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.02.088>
- Степанюк Л.М., Яськевич Т.Б., Котвіцька, І.М. Анатомія циркону з асоціації порід Острівського кар'єру (Росинсько-Тикицький мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 1. С. 41—49. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.041>
- Усенко И.С., Щербаков И.Б., Белевцев Р.Я., Сироштан Р.И., Этинггоф И.М., Щербакова Т.Г., Половко Н.И., Кравченко Л.Г., Яковлев Б.Г., Орса В.И., Венидиктов В.М., Зюльцле В.В. Метаморфизм Украинского щита. Київ: Наук. думка, 1982. 308 с.
- Шумлянський, Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу. Дис. д-ра геол. наук. Київ, 2012. 463 с. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36456.57604>
- Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронологія гранітоїдов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вип. 21. С. 74—88.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Украинского щита. Протерозой. Київ: Наук. думка. 2008. 239 с.
- Щербак Н.П., Єсіпчук К.Е., Берзенин Б.З., Глевасский Е.Б., Дранник А.С., Пийяр Ю.К., Скаржинская Т.А., Соловицкий В.Н., Этинггоф И.М., Клочков В.М., Решетняк В.В. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Київ: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львів: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Щербаков И.Б., Єсіпчук К.Е., Орса В.И., Усенко И.С., Бартницкий Е.Н., Голуб Е.Н., Горлицкий Б.А., Кириллов С.П., Забияка Л.И., Царовский И.Д., Осадчий В.К. Гранитоидные формации Украинского щита. Київ: Наук. думка, 1984. 192 с.
- Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита. Львів: Вища школа, 1980. 139 с.
- Artemenko H., Shumlyanskyy L., Chew D., Drakou F., Dhuime B., Moreira H., Butyrin V. The relationships between greenstone belts and the Kryvyi Rih–Kremenchuk Basin in the Middle Dnieper Domain of the Ukrainian Shield revealed by detrital zircon. *Geosciences*. 2024. 14. 254. <https://doi.org/10.3390/geosciences14100254>
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. 273. P. 48—57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V. Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *Geol. Soc., London, Memoirs*. 2006. 32. P. 645—654. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>

25. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precam. Res.* 2004. **131**. P. 231–282.
26. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 2004. **211**. P. 47–69.
27. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Paterson B.A., Kinny P.D. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature*. 2006. **439**. P. 580–583.
28. Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henriquez G.J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *Journ. Petrol.* 2020. Vol. 61. P. ega034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa034>
29. Marsh J.H., Jørgensen T.R.C., Petrus J.A., Hamilton M.A., Mole D.R. U–Pb, trace element, and hafnium isotope composition of the Maniitsoq zircon: A potential new Archean zircon reference material, Goldschmidt, Barcelona, 18–23 August, 2019. P. 2161.
30. Reshetnyk M., Zaiats O., Shumlyansky L., Starokadomsky D., Stepanyuk L. Geochronology and origin of Paleoproterozoic charnockites with old crustal signature in the Haisyn block of the Ukrainian shield. *Acta Geochim.* 2023. **42**. P. 393–408.
31. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precam. Res.* (2015). **260**. P. 39–54.
32. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* (2008). **249**. P. 1–35.
33. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004. **219**. P. 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3).
34. Stern R.A., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A.H., Corfu F. Measurement of SIMS instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating. *Geostand. Geoanal.* (2009). Res. 33. P. 145–168.
35. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. *Rev. Econ. Geol.* 1998. **7**. P. 1–35.

Надійшла 08.09.2025

References

1. Belevtsev, Ya.M., Rudnitskyi, P.M., Sukhinin, O.M., Yegorov, Yu.P., Oleinyk, O.A. (1971). On the stratigraphy and structure of the central part of the Ukrainian shield. *Geol. Journ.* **31**, No. 1, pp. 114–128 [In Ukrainian].
2. Dovbush, T.I., Stepanyuk, L.M., Zyltsle, O.V., Yaskevych, T.B. (2021). Uranium-lead monazite geochronology of granites in the middle reaches of the Ros River (Ros-Tikych Domain of the Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ore Formation*. 2021. **42**, pp. 89–93 [In Ukrainian].
3. Yesypchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Hlevaskyi, E.B., Skobelev, V.M., Drannyk, A.S., Geychenko, M.V. (2004). Correlational chronostratigraphic chart of the early Precambrian of the Ukrainian Shield. Explanatory note. Kyiv: Ukr.DGRI, NSK of Ukraine. 30 p. [in Ukrainian].
4. Lisna, I.M., Ponomarenko, O.M., Shumlyansky, L.V., Larikov, A.L., Syomka, L.V., Gulko, V.V., Kovalenko, O.O. (2023). The nature of enderbites of the Bouh region, according to Sm–Nd, U–Pb and Lu–Hf methods. *Mineral. Journal*. 2023. **45**, No. 2, pp. 99–115 [in Ukrainian].
5. Ponomarenko, A.N., Lesnaya, I.M., Zyltsle, O.V., Gatsenko, V.A., Dovbush, T.I., Kanunikova, L.I., Shumlyansky, L.V. (2010). Neoproterozoic of the Ros-Tikych Domain of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and ore formation*. Iss. 28, pp. 11–16 [in Russian].
6. Reshetnyk, M.M., Shumlyansky, L.V., Chew, D., Dhuime, B., Wudarska, A. (2025). Petrochronology of granitoids (sobites) of the junction zone of the Ros-Tikych and Dniester-Bouh regions of the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ.*, **47**, No. 3, pp. 55–68 [in Ukrainian].
7. Stepanyuk, L.M., Bezvynnyi, V.P., Orsa, V.I., Dovbush, T.I., Lisna, I.M., Ponomarenko, O.M. (2000). On the age of two-feldspar granites of the Ros-Tikych region of the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ.* **22**, No. 4, pp. 66–72 [in Ukrainian].
8. Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Vysotskyi, O.B., Belskyi, V.M., Zyltsle, O.V., Yaskevych, T.B., Kotvitska, I.M. (2022). Uranium-lead titanite geochronology, advantages and limitations. *Mineral. Journ.* **44**, No. 3, pp. 83–98 [In Ukrainian].
9. Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Kurylo, S.I., Lisna, I.M., Petrychenko, K.V. (2016) The final stage of granitoid magmatism in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and ore formation*, Iss. 36, pp. 72–81 [In Ukrainian].
10. Stepanyuk, L.M., Shumlyansky, L.V., Kurylo, S.I., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M., Wilde, S.A., Nemchyn, A.A. (2021). U–Pb geochronology (LA-ICP-MS) of geological processes in granulites of the Middle Bouh region. Article 3. Rock association of the lower reaches of the Yatran River. *Mineral. Journal*. **43**, No. 1, pp. 34–50 [In Ukrainian].
11. Stepanyuk, L.M., Shumlyansky, L.V., Ponomarenko, O.M., Dovbush, T.I., Vysotsky, O. B., Dhuime, B. (2010). On the age limits of formation of the Kosharo-Oleksandrivka Suite of the Bouh area. *Geochemistry and ore formation*. Iss. 28, pp. 4–10 [in Ukrainian].
12. Stepanyuk, L.M., Shumlyansky, L.V., Chew, D., Dhuime, B. (2025). Geochronology of crystalline rocks of the Shumyliv section of the Pivdennyi Bouh River (Haisyn block). *Mineral. Journ.* **47**, No. 2, pp. 88–100. [in Ukrainian].
13. Stepanyuk, L.M., Yaskevych, T.B., Kotvitska, I.M. (2023). Anatomy of zircon from the Ostriv open pit rock association (Ros-Tikych Domain of the Ukrainian Shield). *Mineral. Journ.* **45**, No. 1, pp. 41–49 [in Ukrainian].

14. Usenko, I.S., Shcherbakov, I.B., Belevtsev, R.Ya., Syroshtan, R.I., Etingof, I.M., Shcherbakova, T.G., Polovko, N.Y., Kravchenko, L.G., Yakovlev, B.G., Orsa, V.I., Venidiktov, V.M., Zitsle, V.V. (1982). Metamorphism of the Ukrainian shield. Kyiv: Nauk. dumka, 1982. 308 p. [In Russian].
15. Shumlyanskyy, L.V. (2012). Petrology and Geochronology of Rock Complexes of the North-Western Region of the Ukrainian Shield and Its Western Slope. Ph.D. Thesis, Ukraine, 2012. 463 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36456.57604> [in Ukrainian].
16. Shcherbak, D.N., Ponomarenko, A.N., Makarenko, I.D. (1995). Geochronology of granitoids of the Inhul-Inhulets Domain of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and ore formation*. 21, pp. 74-88 [in Russian].
17. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., Shumlyanskyy, L.V. (2008). Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic. Kyiv: Nauk. Dumka. 239 p. [in Russian].
18. Shcherbak, N.P., Esypchuk, K.E., Berzenin, B.Z., Glevasskiy, E.B., Drannyk, A.S., Piyyar, Y.K., Skarzhinskaya, T.A., Solovytskyi, V.N., Etingoff, I.M., Klochkov, V.M., Reshetnyak, V.V. (1985). Stratigraphic sections of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: Nauk. dumka. 168 p. [in Russian].
19. Shcherbakov, I.B. (2005). Petrology of the Ukrainian Shield. Lviv: ZUKTS. 366 p. [in Russian].
20. Shcherbakov, I.B., Esypchuk, K.E., Orsa, V.Y., Usenko, I.S., Bartnitskiy, E.N., Holub, E.N., Horlitskiy, B.A., Kirillov, S.P., Zabiya, L.I., Tsarovskiy, I.D., Osadchyi, V.K. (1984). Granitoid formations of the Ukrainian shield. Kyiv: Nauk. dumka, 1984. 192 p. [in Russian].
21. Yatsenko, H.M. (1980). Lower Precambrian of the central part of the Ukrainian Shield. Lviv: Higher School. 139 p. [in Russian].
22. Artemenko, H., Shumlyanskyy, L., Chew, D., Drakou, F., Dhuime, B., Moreira, H., Butyrin, V. (2024). The relationships between greenstone belts and the Kryvyi Rih–Kremenchuk basin in the Middle Dnieper Domain of the Ukrainian Shield revealed by detrital zircon. *Geosciences*, **14**, 254. <https://doi.org/10.3390/geosciences14100254>
23. Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J. (2008) The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, pp. 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.
24. Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S., Skobelev, V. (2006). Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *Geol. Soc. London, Memoirs*, **32**, pp. 645–654. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>
25. Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y. (2004). Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Res.* **131**, pp. 231–282.
26. Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass-spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**, pp. 47–69.
27. Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Paterson, B.A., Kinny, P.D. (2006). Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature*. **439**, pp. 580–583.
28. Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., Henriquez, G.J. (2020). New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *Journ Petrol.* **61**, P. egaa034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa034>
29. Marsh, J.H., Jørgensen, T.R.C., Petrus, J.A., Hamilton, M.A., Mole, D.R. (2019). U–Pb, trace element, and hafnium isotope composition of the Maniitsoq zircon: A potential new Archean zircon reference material, Goldschmidt, Barcelona, 18–23 August, p. 2161.
30. Reshetnyk, M., Zaiats, O., Shumlyanskyy, L., Starokadomsky, D., Stepanyuk, L. (2023). Geochronology and origin of Paleoproterozoic charnockites with old crustal signature in the Haisyn block of the Ukrainian shield. *Acta Geochim.* **42**, pp. 393–408.
31. Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Billström, K., Claesson, S., Storey, C. (2015). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precam. Res.* **260**, pp. 39–54.
32. Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N. (2008). Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* **249**, pp. 1–35.
33. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. (2004) The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **219**, pp. 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)
34. Stern, R.A., Bodorkos, S., Kamo, S.L., Hickman, A.H., Corfu, F. (2009). Measurement of SIMS instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating. *Geostand. Geoanal. Res.* **33**, pp. 145–168.
35. Williams, I.S. (1998). U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. *Review in Economic Geology*. **7**, pp. 1–35.

Received 08.09.2025

L.V. Shumlyansky ¹⁻³, lshumlyansky@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0002-6775-4419>

L.M. Stepanyuk ², stepaniuk@nas.gov.ua, <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

T.B. Yaskyevych ², <https://orcid.org/0000-00003-0969-5497>

¹ Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Research Centre in Kraków, Senacka 1, PL-31002 Kraków, Poland

² M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, 34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

³ Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia

U-PB ZIRCON ISOTOPIC AGE OF THE ROCK ASSOCIATION IN THE OSTRIV OPEN PIT, (ROS-TIKYCH REGION OF THE UKRAINIAN SHIELD)

The Ostriv open pit, situated on the right bank of the Ros River east of city of Bila Tserkva, reveals a rock association typical for the Ros-Tikych region of the Ukrainian Shield. It comprises uniform-grained or porphyritic granites, which contain small bodies of granodiorites, plagiogranites, and amphibolites. The LA-ICP-MS and SIMS methods were used to determine the zircon age of crystalline rocks exposed in the open pit. All granitoids exhibited the same age within an error (2080-2050 Ma), suggesting they formed during a single phase of igneous activity. The age of metamorphic zircon in amphibolite, 2080 ± 11 Ma, also aligns with this stage of activity. Some zircon crystals in granitoids contained ancient (Mesoarchean) inherited cores; their proportion is notably higher in zircons from two-feldspar granites. The Hf isotopic composition determined in zircons from amphibolite and granodiorite reveals the long crustal prehistory of their protoliths.

Keywords: *U-Pb isotope dating, zircon, granitoids, amphibolite, Ros-Tikych region.*