МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.030
УДК 550.93

Л.М. Степанюк [1], д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, проф., заст. дир.
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; https://orcid.org/0000-0001-5591-5169
Л.В. Шумлянський [1–3], д-р геол. наук, проф.
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419
О.В. Ковтун [1], аспірант
E-mail: kovtun85@ukr.net; https://orcid.org/0000-0003-0475-8778
О.Б. Висоцький [1], канд. геол. наук, наук. співроб.
E-mail: alek.vysotsky@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-3542-4685
Г.Г. Павлов [1], канд. геол.-мін. наук, доцент, старш. наук. співроб.
E-mail: genychpavlov@gmail.com; https//orcid.org/0000-0002-5913-042X
Т.І. Довбуш [1], наук. співроб.
E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-3512-3313
[1] Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34
[2] Інститут геологічних наук Польської академії наук, м. Краків, Польща
[3] Університет Кертіна, м. Перт, Австралія

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК І ПЕРВИННА ПРИРОДА ПЛАГІОГНЕЙСІВ КСЕНОЛІТУ В ГРАНІТАХ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ

У геологічній будові Інгульського мегаблоку переважають гранітоїди, розвинуті по суперкрустальних утвореннях інгуло-інгулецької серії. У складі серії виділяють (знизу вгору): зеленоріченську, артемівську, родіонівську, кам'яно-костуватську (віковий аналог спасівська) та рощахівську (віковий аналог чечеліївська) світи. У цій статті викладено результати оптико-мікроскопічного вивчення анатомії кристалів акцесорного циркону із двопіроксенового плагіогнейсу і результати датування циркону, визначення ізотопного складу гафнію та вмісту мікроелементів методом LA-ICP-MS, а також мультизернових наважок кристалів акцесорного монациту методом TIMS. З'ясовано, що кристали циркону складні, представлені різнорідними ядрами, на які наростають тонкі оболонки. Ізотопний вік ядер та оболонок однаковий. Вік кристалів циркону становить 2068 ± 22 млн рр., а перераховане на цей вік середньозважене значення εHf становить –2,1 ± ± 1,1. За геохімічними ознаками цирконы гнейсу належать до магматичних та епімагматичних, середньозважена температура їх кристалізації становить 765 °С. Згідно з отриманими даними, протолітом гнейсів слугувала магматична гірська порода. Час кристалізації монациту (2017,2 ± 2,1 млн рр. тому) є дещо молодшим за вік монацитів із основних типів гранітів Новоукраїнського масиву. Кристалізація монациту в плагіогнейсі обумовлена процесами метасоматозу, спричиненого флюїдами, що залишились після кристалізації гранітного розплаву.

Ключові слова: *уран-свинцевий вік, циркон, монацит, плагіогнейс, інгуло-інгулецька серія, Український щит.*

Цитування: Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Ковтун О.В., Висоцький О.Б., Павлов Г.Г., Довбуш Т.І. Уран-свинцевий вік і первинна природа плагіогнейсів ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву. *Мінерал. журн.* 2024. **46**, № 4. С. 30—41. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.030

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2024. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

Вступ. У геологічній будові Інгульського району переважають гранітоїди, що розвиваються по суперкрустальних утвореннях інгуло-інгулецької серії. У складі інгуло-інгулецької серії виділяють (знизу вгору): зеленоріченську, артемівську, родіонівську, кам'яно-костуватську (віковий аналог спасівська) та рощахівську (віковий аналог чечелівська) світи (Correlated…, 2004). Породи серії поширені у синклінальних структурах, в обрамленні масивів гранітоїдів, як останці гнейси також часто трапляються серед гранітоїдів.

У чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита інгуло-інгулецька серія показана як віковий аналог тетерівської серії, поширеної в Північно-Західному районі щита, та криворізької серії, поширеної в Середньопридніпровському. Вік інгуло-інгулецької серії у Схемі визначено як пізньонеоархейський — палеопротерозойський. Утім, наявні геохронологічні дані (Belevtsev et al., 1971; Shcherbak et al., 1995; Yatsenko, 1980; Ponomarenko et al., 2021; Artemenko et al., 2019) вказують на її переважно архейський вік. Цікаво, що на архейський вік кластогенних відкладів криворізької серії вказували (Bobrov et al., 2011). З огляду на деяку суперечливість між наявними геохронологічними даними та положенням інгуло-інгулецької серії у Кореляційні схеми, додаткові дослідження її метаморфічних порід залишаються актуальним завданням.

Методи дослідження. У статті викладено результати оптико-мікроскопічного вивчення внутрішньої будови кристалів цирконy та уран-свинцевого ізотопного датування кристалів акцесорного циркону методом *LA-ICP-MS* і мультизернових наважок кристалів акцесорного монациту (метод *TIMS*) із двопіроксенового плагіогнейсу (пр. Вр-1).

Плагіогнейс (пр. Вр-1) вірогідно складає ксеноліт [1] серед трахітоїдних гранітів Новоукраїнського масиву. Граніти і плагіогнейс відслонені в правому борті балки (права притока р. Кам'яно-Костувата) вище греблі, с. Воронине. Село розташоване за 30 км південніше м. Новоукраїнка Кіровоградської області та близько 5 км північніше с. Кам'яно-Костувате Миколаївської обл.

Внутрішню будову кристалів циркону вивчено у штучних препаратах методом катодолюмінесценції та в прохідному світлі під бінокуляром і поляризаційним мікроскопом, а співвідношення з породоутворювальними мінералами — в прозорих шліфах під поляризаційним мікроскопом.

Вік цирконів та ізотопний склад гафнію визначено за допомогою методу лазерної абляції з ізотопними вимірюваннями на масспектрометрі з індуктивно зв'язаною плазмою (*LA-ICP-MS*) у центрі імені *John de Laeter* в *Curtin University*, Перт, Австралія. Абляцію проведено за допомогою системи *Resonetics RESOlution M-50A-LR* з лазером *COMPex* 102—193 nm. Ізотопний склад урану та свинцю визначено за допомогою квадрупольного інструмента *Agilent* 7700*s*. Після двох імпульсів очищення і фонового аналізу протягом 30 с виконано абляцію кристалів циркону протягом 30 с з частотою імпульсів 5 Гц та розміром лазерного пучка 38 μm. Після закінчення вимірювань протягом ще 15 с виконано фонові вимірювання. Робочу камеру лазера продували високочистим гелієм (300 mL/min) та N_2 (1,0 mL/min), високочистий аргон використали як носій (0,98 L/min). Стандартний циркон *OG*1 (3465 ± 0,6 Ma; Stern et al., 2009; всі похибки наведено на рівні 2σ) використано як первинний стандарт і проаналізовано разом із вторинними стандартами *GJ*-1 (601,2 ± 0,4 Ma; Jackson et al., 2004) та Plešovice (337,13 ± 0,37 Ma; Sláma et al., 2008). Стандартні циркони проаналізовано до і після вимірювання цирконів з досліджуваної проби. Отримані середньозважені $^{207}Pb/^{206}Pb$ та $^{238}U/^{206}Pb$ значення віку у вторинних стандартах в межах похибки відповідали рекомендованим значенням. Отримані дані опрацьовано за допомогою програми *Iolite* 3.7™ (Paton et al., 2011), вік розраховано за допомогою програми *Isoplot*. Дослідження Lu-Hf ізотопної системи виконано одночасно з дослідженнями U-Pb системи на приладі *ICP-MS* Nu *Plasma* II. Всі ізотопи (^{180}Hf, ^{179}Hf, ^{178}Hf, ^{177}Hf, ^{176}Hf, ^{175}Lu, ^{174}Hf, ^{173}Yb, ^{172}Yb і ^{171}Yb) виміряно за допомогою колекторів Фарадея. Отримані первинні дані оп-

[1] У відслоненні розкритий лише один контакт між трахітоїдними гранітами і плагіогнейсами.

рацьовано за допомогою програми *Iolite* за схемою (Woodhead et al., 2004). Внесок ^{176}Yb та ^{176}Lu вилучено з сигналу 176 маси з використанням відношень ^{176}Yb/^{173}Yb = 0,7962 та ^{176}Lu/^{175}Lu = 0,02655 з використанням експоненційної корекції мас, прийнято ^{172}Yb/^{173}Yb = 1,35274 (Chu et al., 2002). Кристали циркону з карбонатиту *Mud Tank* проаналізовано разом із досліджуваним зразком для відстеження точності вимірів. Стандартні цирконы 91500, Plešovice, *GJ*-1 та *R*33 використано як вторинні стандарти. Для них усіх визначені ^{176}Hf/^{177}Hf відношення, які в межах похибки відповідали прийнятим величинам. Розрахунок початкових величин ^{176}Hf/^{177}Hf та εHf здійснено згідно з отриманими одночасно ^{207}Pb/^{206}Pb значеннями віку. Для розрахунків застосовано константи розпаду $\lambda^{176}\text{Lu} = 1{,}867 \times 10^{-11}$ (Söderlund et al., 2004) і сучасні значення у *Chondritic Uniform Reservoir* (*CHUR*) ^{176}Hf/^{177}Hf = 0,282785 та ^{176}Lu/^{177}Hf = 0,0336 (Bouvier et al., 2008).

Вміст мікроелементів у цирконах визначено одночасно з визначенням ізотопного складу гафнію. Стандартний циркон *GJ*-1 використано як первинний стандарт для визначення концентрації елементів і корекції інструментального дрифту. Стандартне скло *NIST SRM* 612 проаналізовано як вторинний стандарт, визначені в ньому концентрації елементів відповідали рекомендованим значенням у межах 3 %.

Вік монациту визначено у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України за результатами уран-свинцевого ізотопного датування методом *TIMS* за мультизерновими наважками. Для цього вручну під бінокуляром із різних розмірних фракцій відібрано мультизернові наважки кристалів цього мінералу. Методика хімічної підготовки, за якою зразки монацитів підготували для масспектрометричного аналізу, описана в роботі Krough (1973). Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використали змішаний ^{235}U + ^{206}Pb трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному масспектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами Pb *Dat* і *ISOPLOT* (*Ludwig*, 1989, 1990). Похибки визначення віку наведені за 2σ. Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 (Bartnytskyi et al., 1995).

Об'єкти дослідження. ***Гнейс двопіроксеновий*** (пр. Вр-1). Порода середньозерниста з переважним розміром зерен 1—3 мм, деякі зерна досягають 5 мм за видовженням. Структура за співвідношеннями між породоутворювальними мінералами алотріоморфнозерниста, коли обмеження (контури) зерен створюють химерні форми, взаємопроникливі між собою. Це зумовлено процесами кристалізації та гранулобластезу, накладеними на первинну порфіроподібну структуру, елементи якої помітні на деяких ділянках шліфа.

Мінеральний склад породи, об. %: плагіоклаз — 48, мікроклін — 30, кварц — 20, темноколірні (клінопіроксен, ортопіроксен, біотит) — до 2. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом і монацитом. Наявні рудні мінерали. Вторинні — селадоніт, що розвивається по піроксену, біотит по ортопіроксену, серицит по плагіоклазу.

Калієвий польовий шпат представлений двома відмінами — ортоклаз-мезопертитом і ґратчастим мікрокліном. Мезопертит утворює реліктові таблитчасті ксеноморфні зерна з включеннями піроксен-магнетитових скупчень. Ґратчастий мікроклін складає базис породи, "цементуючи" інші породоутворювальні мінерали. Він облямовує дрібні таблитчасті зерна плагіоклазу, асимілює більш ранні і більш основні його порфіробласти майже до повного розчинення, заміщує мезопертит. З кварцом обмеження менш агресивні, затокоподібні. Часто округлі каплеподібні кристали кварцу у вигляді сингенетичних пойкілітів насичують кристали ґратчастого мікрокліну. Двійникова ґратка чітка, тонка, не витримана за товщиною висячих двійникових індивідів, блокована. Мікроклінові кристалооптичні показники свідчать про високовпорядковану низькотемпературну кристалічну структуру, яка піддавалась динамотермальним метаморфічним перетворенням. Останні супроводжені локальними міжзерновими взаємодіями на кшталт розвитку мірмекітових утворень на

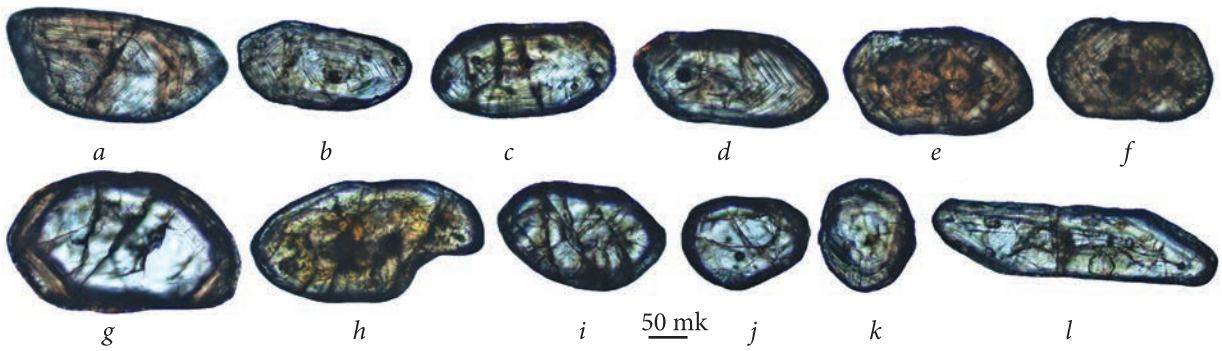

Рис. 1. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1, в правому борті балки, вище греблі в с. Воронине, поляризаційний мікроскоп за одного ніколя (*a—l* — див. пояснення в тексті)

Fig. 1. Photomicrographs of polished sections of zircon crystals isolated from pyroxene gneiss, sample Вр-1, which was collected at the right bank of the stream, above the dam in the village Voronyne, a polarizing microscope with one analyzer (*a—l* — see explanation in the text)

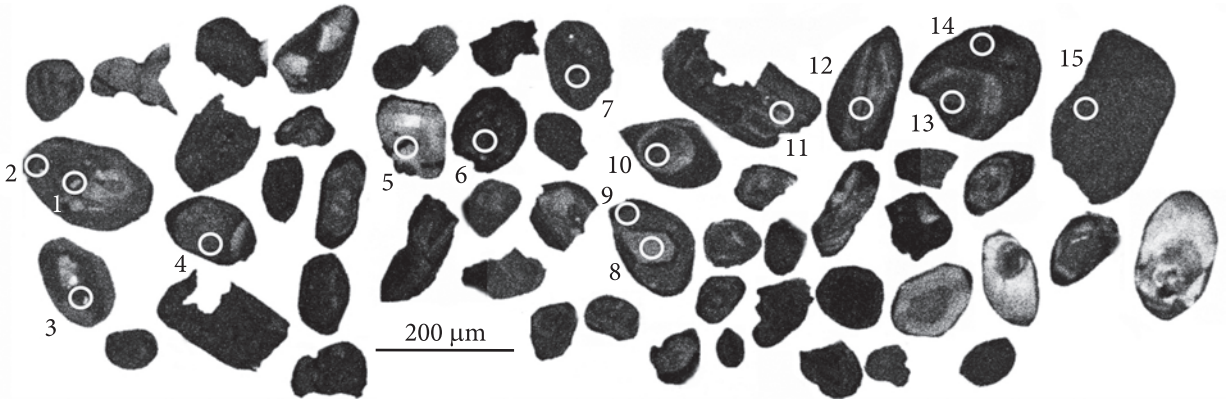

Рис. 2. Катодолюмінесцентне зображення кристалів циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1. Показано розташування аналітичних точок і номери аналізів (табл. 1)

Fig. 2. Cathodoluminescence image of zircon crystals from pyroxene gneiss, sample Вр-1. The location of the analytical spots and the analysis numbers are shown (Table 1)

контакті з плагіоклазом ранніх генерацій та альбітових оболонок навколо таблиць пізніших генерацій.

Плагіоклаз представлений полісинтетично здвійникованими ксеноморфно-таблитчастими зернами олігоклаз-андезинового складу. Його основність збільшується від 20 до 36 % анортиту пропорційно до розміру таблиць, зворотно пропорційно до товщини та деформованості двійників. Полісинтетичні двійники не витримані за потужністю, виклинюються, часто блоковані та погнуті. Загалом зерна плагіоклазу тріщинуваті, в крайових смугах гранульовані, на контакті з калішпат-пертитом розвивається мірмекіт. Включає зерна циркону.

Кварц утворює самостійні кристали різного розміру (0,1—2 мм) і різної ксеноморфної конфігурації. Великі кристали найчастіше видовженої форми з овальними затокоподібними обрисами з поперечними залікованими тріщинами. Крайові частини зерен найчастіше гранульовані, нерідко разом з плагіоклазом та калішпатом, які контактують поміж собою. По відношенню до мікрокліну і до таблитчастого плагіоклазу форма кристалів незалежна, алотріоморфнозерниста. Його зерна з хвилястим згасанням часто гранульовані уздовж контурів, часто поперечно блоковані, що свідчить про значний рівень крихко-пластичної деформації. Водночас він наповнюється новоутвореними мікровключеннями апатиту, який трасує смуги деформації в кварці. Також кварц утворюється під час міжзернової взаємодії між плагіоклазом та ортоклаз-пертитом.

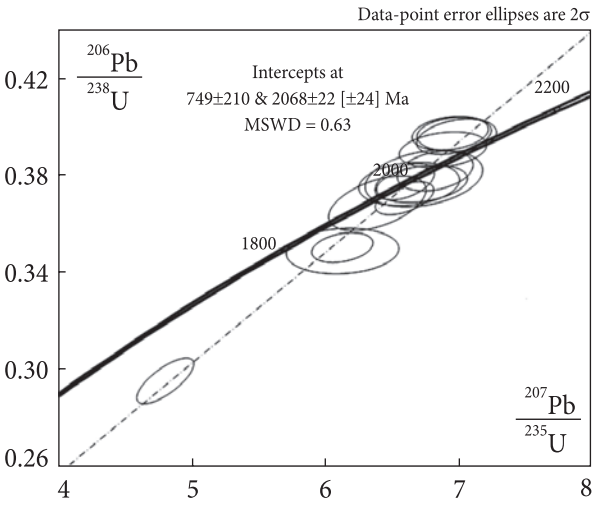

Рис. 3. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1

Fig. 3. Uranium-lead isochrone with concordia for zircon from pyroxene gneiss, sample Вр-1

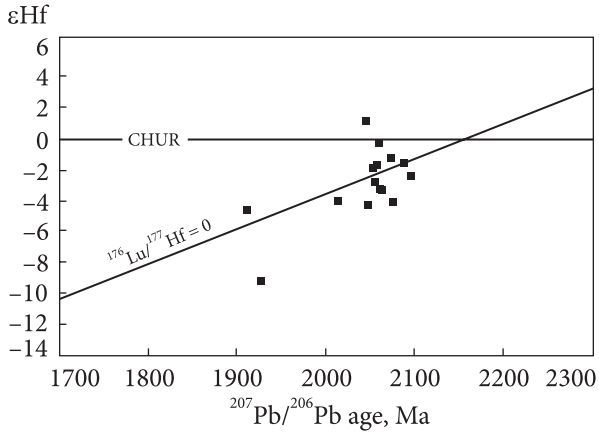

Рис. 4. Ізотопний склад гафнію в кристалах циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1

Fig. 4. Hafnium isotope composition in zircon from pyroxene gneiss, sample Вр-1

Орто- та клінопіроксени формують дрібні скупчення катаклазованих, тріщинуватих різко ксеноморфних призматичних зерен розміром до 2 мм. Форма їх гострокутна. По спайності розвивається селадоніт. У породі присутні ромбічні ($2VN_p > 70°$) та моноклінні різновиди. Ортопіроксени залежно від температури і послідовності процесів діафторезу заміщені спочатку червоно-бурим біотитом, пізніше, за нижчих значень температури —

Таблиця 1. **Результати U-Pb ізотопного датування (*LA-ICP-MS*) кристалів циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1**

Table 1. **Results of U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) of zircon from pyroxene gneiss, sample Вр-1**

Spot #	Pb concentration, ppm	Isotope ratio measured								*rho*	Isotope age, Ma			
		Pb^{207}/Pb^{206}	2σ	U^{238}/Pb^{206}	2σ	Pb^{207}/U^{235}	2σ	Pb^{206}/U^{238}	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ $^{207}Pb/^{235}U$	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}	2σ
1	210	0.12923	0.0035	2.6587	0.044	6.5885	0.182	0.37685	0.0062	0.44	2060	2052	2073	±47
2	275	0.13066	0.0031	2.7053	0.041	6.5871	0.179	0.37000	0.0056	0.51	2028	2052	2095	±42
3	13.9	0.12992	0.0076	2.8770	0.064	6.1239	0.344	0.34818	0.0077	0.12	1924	1980	2047	±102
4	62	0.12973	0.0061	2.6702	0.053	6.6226	0.308	0.37592	0.0073	0.19	2055	2046	2045	±89
5	25.7	0.11895	0.0056	2.9918	0.068	5.4272	0.261	0.33627	0.0076	0.18	1867	1873	1910	±82
6	187	0.12783	0.0042	2.5068	0.037	6.9292	0.233	0.39688	0.0057	0.24	2154	2094	2057	±57
7	239	0.12856	0.0038	2.8605	0.041	6.1225	0.188	0.34962	0.0051	0.31	1932	1987	2060	±52
8	27.3	0.13110	0.0069	2.6672	0.070	6.7325	0.400	0.37816	0.0096	0.30	2065	2056	2055	±95
9	71	0.12633	0.0051	2.7266	0.073	6.3839	0.298	0.36793	0.0093	0.49	2017	2015	2013	±73
10	173	0.12907	0.0046	2.5207	0.037	6.9785	0.244	0.39640	0.0058	0.12	2151	2100	2060	±62
11	227	0.12877	0.0040	2.5127	0.034	6.9574	0.229	0.39544	0.0060	0.37	2147	2098	2061	±54
12	1294	0.11896	0.0028	3.3681	0.077	4.7975	0.175	0.29455	0.0077	0.74	1662	1775	1928	±44
13	206	0.13100	0.0044	2.6249	0.047	6.8168	0.232	0.38125	0.0067	0.30	2081	2079	2088	±60
14	177	0.13077	0.0052	2.6523	0.043	6.7186	0.278	0.37591	0.0063	0.30	2056	2062	2075	±72
15	264	0.12884	0.0048	2.5540	0.038	6.8752	0.268	0.39004	0.0060	0.26	2122	2090	2053	±67

П р и м і т к а. У межах трьох кристалів було виконано по два аналізи: 1 і 2; 8 і 9; 13 і 14. Перший із двох аналізів виконано в центральній частині кристалів, другий — у крайовій.

N o t e. Three crystals were analysed in two spots (analyses # 1 and 2; 8 and 9; 13 and 14 respectively). The first in each pair of analyses was performed in the central part of the crystals, while the second — in the outer part.

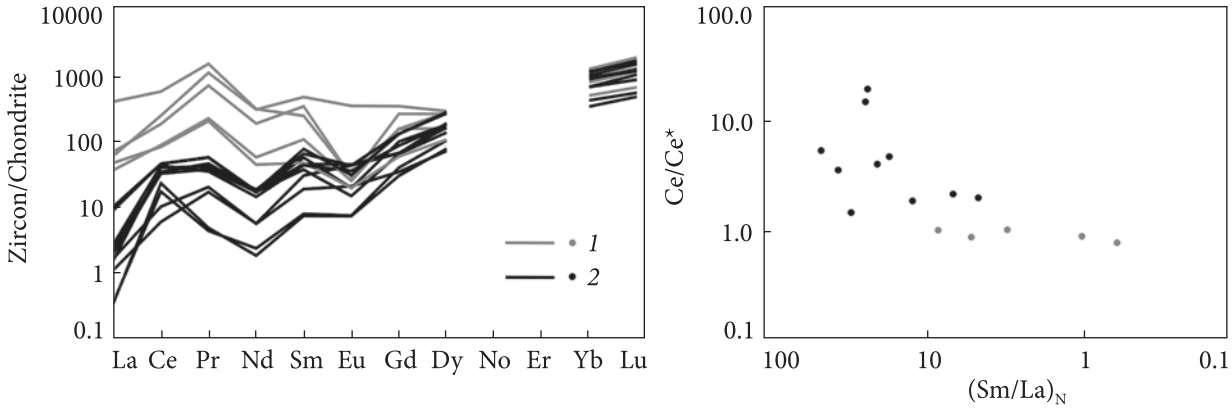

Рис. 5. Розподіл рідкісноземельних елементів у кристалах циркону з піроксенового гнейсу, пр. Вр-1. Група цирконів: *1* — перша (з високим вмістом легких РЗЕ); *2* — друга (з низьким вмістом легких РЗЕ)

Fig. 5. Distribution of rare earth elements in zircon from pyroxene gneiss, sample Bp-1: *1* — zircon of the first group (with a high content of light REE); *2* — zircon of the second group (with a low content of light REEs)

селадонітом зеленого кольору з агрегативною будовою.

Біотит розвивається як вторинний мінерал навколо ортопіроксену на контакті з магнетитом і піроксеном разом із зеленим селадонітом, який, окрім псевдоморфоз по піроксенах, виповнює тріщини в силікатній матриці породи.

Циркон — різко переважають (до 95 %) еліпсоподібні та ізометричні кристали з заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею. У підпорядкованій кількості (~5 %) наявні короткопризматичні та призматичні кристали, в яких, як і в ізометричних, контури сильно заокруглені. Трапляються поодинокі видовженопризматичні світло-рожеві кристали. За формою округлі та еліпсоподібні зерна подібні до "гранулітового" циркону, але ті водяно-прозорі світлі та мають сильний алмазний блиск, а ці напівпрозорі, можливо через озалізнення та/чи оболонки. Кристали досить дрібні, понад 80 % сконцентровані у фракції менше 0,050 мм. За кольором рожево-, бурувато-жовті. Дрібніші кристали світло-рожеві.

У полірованих зрізах у багатьох кристалах, насамперед у бурувато-жовтих, виявлені ядра, зазвичай розбиті тріщинками, на які

Таблиця 2. **Ізотопний склад гафнію в кристалах циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1**
Table 2. **Hafnium isotope composition in zircon from pyroxene gneiss, sample Bp-1**

Spot #	$^{207}Pb/^{206}Pb$ age, Ma	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±1s	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±1s	$^{176}Hf/^{177}Hf_T$	±s	eHf_T	±2s
1	2073	0.281552	0.000057	0.003600	0.000048	0.281424	0.000057	**–1.2**	4.1
2	2095	0.281489	0.000055	0.003164	0.000076	0.281377	0.000056	**–2.4**	4.0
3	2047	0.281539	0.000057	0.005036	0.000095	0.281357	0.000058	**–4.2**	4.1
4	2045	0.281557	0.000056	0.001522	0.000029	0.281511	0.000056	**1.2**	3.9
5	1910	0.281495	0.000064	0.002002	0.000047	0.281436	0.000064	**–4.6**	4.5
6	2057	0.281521	0.000060	0.002881	0.000056	0.281422	0.000060	**–1.7**	4.2
7	2060	0.281576	0.000091	0.005405	0.000143	0.281378	0.000092	**–3.2**	6.5
8	2055	0.281517	0.000048	0.003580	0.000084	0.281391	0.000048	**–2.8**	3.4
9	2013	0.281548	0.000046	0.004591	0.000134	0.281386	0.000047	**–4.0**	3.3
10	2060	0.281528	0.000062	0.002035	0.000033	0.281462	0.000062	**–0.2**	4.4
11	2061	0.281609	0.000073	0.006316	0.000465	0.281375	0.000076	**–3.3**	5.4
12	1928	0.281528	0.000065	0.006779	0.000285	0.281293	0.000066	**–9.2**	4.7
13	2088	0.281586	0.000057	0.004911	0.000077	0.281405	0.000057	**–1.6**	4.0
14	2075	0.281528	0.000052	0.005057	0.000127	0.281342	0.000052	**–4.1**	3.7
15	2053	0.281535	0.000061	0.003269	0.000034	0.281421	0.000061	**–1.8**	4.4

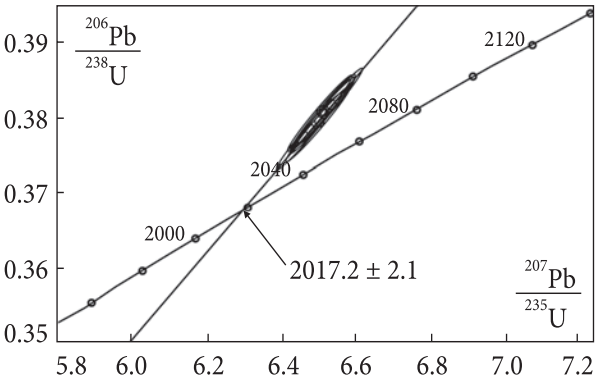

Рис. 6. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для монацитів із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1

Fig. 6. Uranium-lead isochrone with concordia for monazite from pyroxene gneiss, sample Вр-1

наростають відносно тонкі оболонки (рис. 1). Загалом можна виділити дві генерації цирконy. Циркон першої генерації представлений різнорідними ядрами, зазвичай із сильно заокругленими контурами, характерними для кластогенних кристалів. Циркон другої генерації утворює незначні наростання на цирконі першої генерації, хоча у багатьох кристалах такі наростання практично відсутні. Серед циркону першої генерації (ядер) можна виділити чотири типи:

1 — найпоширенішими є світло-рожеві тонкозональні ядра із сильно заокругленими контурами, які зазвичай зрізають зональність (рис. 1, *a—d*), що властиво кристалам, які зазнали абразії;

2 — досить поширеними є світло-рожеві однорідні (не зональні) ядра із сильно заокругленими контурами та видовженням від практично ізометричних з $К_{вид}$ близько 1 до призматичних, з $К_{вид}$ 2—2,5 (рис. 1, *g—k*);

3 — бурувато-коричневі тонкозональні ядра із заокругленими контурами мають незначне поширення (менше 10 %) (рис. 1, *e, f*);

4 — світло-рожеві видовженопризматичні однорідні, зазвичай без оболонки (рис. 1, *l*).

Під час вибору у кристалах циркону ділянок для датування ми послуговувались катодолюмінесцентними зображеннями (рис. 2). Результати датування обраних ділянок кристалів наведені в табл. 1.

Вік кристалів циркону за верхнім перетином дискордії, розрахованої за даними, наведеними в табл. 1, становить 2068 ± 22 млн рр. (рис. 3). Враховуючи той факт, що датовано переважно ядра, серед яких найпоширенішими є світло-рожеві тонкозональні "магматичні" різновиди, отриманий вік, найімовірніше, відповідає часу кристалізації магматичного протоліту — гнейси кам'яно-костувацької (та/чи рощахівської) світи інгулоінгулецької серії (State…, 2001).

Одночасно з визначенням U-Pb віку визначено ізотопний склад гафнію в цирконах (табл. 2, рис. 4). Згідно з отриманими результатами, ізотопний склад гафнію варіює від 1,2 ± 3,9 до –4,2 ± 4,1, середньозважене зна-

Таблиця 3. **Вміст мікроелементів у кристалах циркону із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1. Вміст хімічних**
Table 3. **Concentrations of trace elements in ppm in zircon from pyroxene gneiss, sample Вр-1**

Spot #	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Hf	Nb	Pb
1	9.0	868.9	28.0	193.7	107.6	145.9	87.2	2.7	88.5	110.2	253.5	54.9	9761	2.0	183
2	12.8	642.0	163.1	608.4	230.4	243.2	62.2	2.8	52.3	65.7	219.2	49.3	9542	1.3	234
3	15.7	909.9	0.4	6.2	2.5	4.3	7.6	4.1	21.9	79.1	343.7	71.8	9097	0.4	48
4	16.2	365.3	0.1	24.1	0.7	1.4	1.8	0.7	9.9	32.3	115.4	23.2	9917	1.3	57
5	13.6	305.2	0.7	10.6	3.0	4.3	4.7	2.0	11.5	29.8	92.7	20.1	6290	0.4	63
6	12.9	707.1	3.5	47.9	8.5	12.9	14.4	1.9	33.2	75.3	185.3	36.7	7849	1.1	127
7	13.1	785.9	4.0	47.7	8.6	13.6	11.4	4.2	22.4	67.8	243.9	52.0	5833	2.0	213
8	9.6	505.0	0.1	17.9	0.6	1.8	2.0	0.7	13.3	43.2	186.1	43.8	7611	1.0	27
9	13.1	706.7	0.8	33.8	5.6	13.2	9.3	1.4	21.5	57.0	279.0	63.2	8816	3.0	68
10	13.0	469.1	18.9	86.6	30.7	34.4	12.0	1.8	19.7	44.6	137.1	28.1	8862	1.0	108
11	14.8	887.2	1.1	44.7	5.2	11.1	10.9	3.4	28.8	75.6	306.5	68.2	7310	1.2	146
12	114.9	1365.1	24.1	259.6	167.9	240.0	120.6	33.3	115.9	121.5	348.2	80.1	7680	5.7	428
13	80.5	1161.9	14.6	91.9	33.9	44.5	27.1	2.4	52.1	115.3	313.4	62.6	8367	1.5	108
14	15.1	1196.5	0.9	35.8	6.9	13.8	19.3	2.9	43.5	116.8	317.6	63.5	8126	1.4	87
15	17.5	1128.1	0.6	41.6	6.2	14.3	16.3	4.1	43.9	111.6	256.9	49.8	9937	1.2	127

чення становить –2,1 ± 1,1. Два результати для цирконів з відносно молодим $^{207}Pb/^{206}Pb$ віком розташовані поблизу лінії втрати свинцю, ізотопний склад гафнію в них залишається таким самим, як і в цирконах з більш давнім $^{207}Pb/^{206}Pb$ віком. Це свідчить, що варіації $^{207}Pb/^{206}Pb$ віку в досліджених кристалах спричинені частковою (незначною) втратою радіогенного свинцю, що цілком збігається з розташуванням всіх аналітичних точок уздовж однієї лінії регресії на U-Pb ізотопній діаграмі. Отже, попри деякі варіації ізотопного віку, всі кристали циркону кристалізувались у невеликому віковому інтервалі, ~2068 ± 22 млн рр. тому.

Вміст мікроелементів у досліджених кристалах циркону наведено в табл. 3. За хімічним складом проаналізовані цирконі можна поділити на дві групи за вмістом легких РЗЕ: 1) з високим вмістом (рис. 5) — аналізи 1, 2, 10, 12, 13; 2) з низьким — всі решта аналізів. Деякі з аналізів із високим вмістом легких РЗЕ відрізняються також аномально високим вмістом Ti, Th та U.

Водночас у цирконах першої групи практично відсутня церієва аномалія, тоді як в цирконах другої відношення Ce/Ce* досягає 22, хоча загалом лишається порівняно невисоким. Циркони обох груп не розрізняються за віком та ізотопним складом гафнію. Відношення Th/U в усіх досліджених кристалах, за винятком двох, доволі високе, і перевищує 0,44. У двох кристалах із найменшими значеннями воно становить 0,09 та 0,17 (ан. 3 та 5 відповідно).

елементів, ppm

	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Th/U	Hf/Y	*T*, °C
	374	496	0.83	0.10	0.8	11.2	732
	506	653	0.74	0.15	0.8	14.9	763
	14	159	1.39	0.97	0.1	10.0	782
	90	164	18.29	0.49	0.5	27.2	785
	38	223	1.77	0.82	0.2	20.6	769
	275	317	2.04	0.26	0.9	11.1	764
	352	662	1.89	0.81	0.5	7.4	765
	36	77	14.00	0.42	0.5	15.1	737
	85	193	3.78	0.30	0.4	12.5	766
	154	271	0.84	0.37	0.6	18.9	765
	320	366	4.42	0.58	0.9	8.2	777
	4369	1133	0.96	0.86	3.9	5.6	1013
	250	283	0.97	0.19	0.9	7.2	965
	204	231	3.34	0.31	0.9	6.8	779
	278	321	5.03	0.47	0.9	8.8	793

Результати ізотопного датування монацитів. ***Монацит*** утворює жовті, світло-, бурувато-жовті (вірогідно, озалізнені) прозорі і напівпрозорі переважно пампушкоподібні зерна з поодинокими ребрами і навіть гранями. В незначній кількості (15—20 %) наявні дископодібні кристали з розвиненими різною мірою гранями пінакоїда. Поверхня більшості кристалів дрібноямчаста до шагреневої, у невеликої кількості зерен (2—3 %) гладенька, блискуча. В багатьох зернах проявлене озалізнення (бурувато-жовті кристали).

Для визначення часу кристалізації монациту використали п'ять мультизернових наважок розмірних фракцій жовтих (переважають) та світло-жовтих напівпрозорих кристалів пампушкоподібної (більшість) та ізометричної форми з заокругленими контурами й одну мультизернову наважку жовтих і бурувато-жовтих кристалів тієї ж форми, але трохи крупніших. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 4.

Через незначну розтяжку фігуративних точок на уран-свинцевій діаграмі з конкордією і порівняно невелику дискордантність (від –2,8 до –3,2; табл. 4; рис. 6), за вік монациту приймаємо середньозважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}Pb/^{206}Pb$ — 2017,2 ± 2,1 млн рр.

Обговорення результатів і висновки. За геохімічними ознаками циркони з дослідженого ксеноліту гнейсів умовно поділяються на дві групи, між якими немає різкої границі. Перша група відповідає епімагматичним цирконам, а друга належить до типових магматичних цирконів (див. Hoskin, 2005). За відношенням Th/U більшість кристалів циркону належить до магматичних (Hoskin, 2003; Rubatto, 2017; Yakymchuk et al., 2018). Середньозважена температура кристалізації циркону, розрахована за вмістом титану, за методом Watson et al. (2006), без урахування активностей TiO_2 та SiO_2 і тиску становить 765 °C. Слід також зауважити, що досліджені циркони характеризуються незначною або помірною церієвою аномалією, що свідчить

Таблиця 4. **Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із піроксенового гнейсу, пр. Вр-1**
Table 4. **Concentrations of uranium and lead, and lead isotope composition in monazite from pyroxene gneiss, sample Bp-1**

Fraction of monazite	Concentrations, ppm		Isotope ratios					Isotope age, Ma			*D*, %	206/238	207/235	*Rho* 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{206}Pb_r}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb_r}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{206}Pb}$		% *err*		
1а	2594,4	6915,3	20750	8,0109	0,14446	0,38140	6,5373	2083	2051	2019,1	–3,2	1,11	1,12	0,99569
1б	2740,2	6955,9	24330	8,0238	0,15200	0,37949	6,4991	2074	2046	2017,5	–2,8	1,11	1,12	0,99634
1в	2881,2	7033,6	31950	8,0276	0,15977	0,38085	6,5261	2080	2049	2018,6	–3,1	1,12	1,13	0,99498
1г	2562,2	6279,1	22030	8,0289	0,15813	0,37892	6,4822	2071	2043	2015,6	–2,8	1,11	1,11	0,99492
1д	2301,9	5531,4	23420	8,0328	0,16251	0,38028	6,5042	2078	2046	2015,2	–3,1	1,19	1,21	0,98769
2	2870,3	7225,7	11530	7,9936	0,15427	0,38086	6,5154	2080	2048	2015,6	–3,2	1,14	1,15	0,9944

П р и м і т к а. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн рр. 1а—1д — розмірні фракції жовтих та світло-жовтих напівпрозорих кристалів; 2 — жовті, бурувато-жовті кристали.

N o t e. Common lead is corrected according to Stacey and Kramers's model composition at 2020 Ma. 1а—1д — size fractions of yellow and light-yellow semitransparent crystals; 2 — yellow and brownish-yellow crystals.

про порівняно відновні умови кристалізації (Thomas et al., 2003; Ballard et al., 2002; Trail et al., 2011, 2012; Shumlyanskyy et al., 2017), за високого парціального тиску CO_2. Згідно з цими даними, протолітом гнейсу слугувала магматична гірська порода.

Вік у 2068 ± 22 млн рр., отриманий за цирконами, найімовірніше відповідає часу перетворення магматичного протоліту. Попри присутність позірних "ядер" у кристалах, вони, очевидно, відображають етапи магматичної кристалізації, оскільки і ядра, і облямівки мають близький вік та однаковий ізотопний склад гафнію.

Отриманий вік дещо давніший за вік численних масивів інтрузивних гранітоїдів, розвинутих у цьому районі (Stepanyuk et al., 2018, 2021; Shestopalova et al., 2013; Cuney et al., 2008), й у межах похибки відповідає віку цирконів із гранітоїдів, розкритих кар'єром в с. Суботці (Shumlyanskyy and Petrenko, 2015). Ізотопний склад гафнію в цирконах, який наближається до хондритового, виключає наявність значної кількості архейського матеріалу у складі цієї породи. Враховуючи цей факт, можна припустити, що у складі інгуло-інгулецької серії штучно поєднані метаморфічні породи, що різко розрізняються за віком — мезоархейські та палеопротерозойські. Доцільно провести додаткові геохронологічні дослідження порід серії.

Вік монацитів із піроксенового гнейсу (2017,2 ± 2,1 млн рр.) є дещо молодшим за вік монацитів із основних типів гранітів Новоукраїнського масиву (Stepanyuk et al., 2004). Схожа ситуація — молодший вік ксенолітів гнейсів, порівняно з віком гранітів, що вміщують ці гнейси — ми визначили для породної асоціації Новогородківського кар'єру (Stepanyuk et al., 2017). Вірогідно, кристалізація монациту в плагіогнейсах обумовлена процесами метасоматозу, який був спричинений флюїдами, що залишились після кристалізації гранітного розплаву.

Робота є частиною проєкту № 2021/43/P/ST10/02283, що фінансується National Science Centre (Польща) і рамковою програмою Європейського Союзу досліджень та інновацій Horizon 2020, грант № 945339 за програмою Marie Skłodowska-Curie.

REFERENCES / ЛІТЕРАТУРА

Artemenko, G.V., Shumlyanskyy, L.V., Hoffmann, A. and Bekker, A.Yu. (2019), *Dopov. Nac. akad. nauk Ukr.,* No. 12, Kyiv, pp. 65-74 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/dopovidi2019.12.065

[Артеменко, Г.В., Шумлянский, Л.В., Хоффманн, А., Беккер, А.Ю. (2019), *Допов. Нац. акад. наук Укр.* № 12. С. 65—74.]

Ballard, J.R., Palin, J.M. and Campbell, I.H. (2002), *Contribs Mineral. and Petrol.,* Vol. 144, pp. 347-364. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5

Bartnytskyi, E.N., Bibikova, E.V., Verkhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M. and Terets, G.Ya. (1995), *Geochemistry and ore formation,* Iss. 21, Kyiv, pp. 164-167 [in Russian].

[Бартницкий, Е.Н., Бибикова, Е.В., Верхогляд, В.М., Легкова, Г.В., Скобелев, В.М., Терец, Г.Я. (1995), *Геохимия и рудообразование.* Вып. 21. С. 164—167.]

Belevtsev, Ya.M., Rudnytskyi, P.M., Sukhynin, O.M., Yegorov, Yu.P. and Oleynyk, O.A. (1971), *Geol. Journ.,* Vol. 31, No. 1, Kyiv, pp. 114-128 [in Ukrainian].

[Бєлєвцев, Я.М., Рудницький, П.М., Сухинін, О.М., Єгоров, Ю.П., Олейник, О.А. (1971), *Геол. журн.* **31**, № 1. С. 114—128.]

Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Paranko, I.S., Ponomarenko, O.M., Shumlyanskyy, L.V. and Dhuime, B. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 1, Kyiv, pp. 30-40 [in Ukrainian].

[Бобров, О.Б., Степанюк, Л.М., Паранько, І.С., Пономаренко, О.М., Шумлянський, Л.В., Дьюйм, Б. (2011), *Мінерал. журн.* **33**, № 1. С. 30—40.]

Bouvier, A., Vervoort, J.D. and Patchett, P.J. (2008), *Earth Planet. Sci. Lett.,* Vol. 273, Iss. 1-2, pp. 48-57. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010

Chu, N.-C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayon, G. and Burton, K. (2002), *J. Anal. At. Spectrom.,* Vol. 17, pp. 1567-1574. https://doi.org/10.1039/b206707b

(2004), *Correlated chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (scheme and explanatory note)*, Yesypchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskiy, E.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004), NSC Ukraine, UkrDGRI, Kyiv, 30 p. [in Ukrainian].

[(2004), *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка).* Єсипчук, К.Ю., Бобров, О.Б., Степанюк, Л.М., Щербак, М.П., Глеваський, Є.Б., Скобелєв, В.М., Дранник, А.С., Гейченко, М.В. Київ: УкрДГРІ, НСК України. 30 с.]

Cuney, M., Scherbak, M.P., Emetz, A.V., Petrychenko, K.V. and Sinelu, S. (2008), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 30, No. 2, pp. 5-16.

Hoskin, P.W.O. (2005), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 69, pp. 637-648. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006

Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U. (2003), *Rev. Mineral. Geochem*., Vol. 53, No. 1, pp. 27-62. https://doi.org/10.2113/0530027

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. (2004), *Chem. Geol.,* Vol. 211, pp. 47-69. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Krough, T.E. (1973), *Geochim. et Cosmochim*. acta, Vol. 37, No. 3, pp. 485-494. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5

Ludwig, K.R. (1989), Pb Dat for MS-DOS, version 1.06, *U.S. Geol. Survey Open-File Rept*., No. 88, 542, p. 40.

Ludwig K.R. (1990), ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept*., No. 88, 557, p. 38.

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. and Hergt, J. (2011), *J. Anal. At. Spectrom.,* Vol. 26, pp. 2508-2518. https://doi.org/10.1039/c1ja10172b

Ponomarenko, O.M., Lisna, I.M., Stepanyuk, L.M., Shumlyanskyy, L.V., Mineyeva, V.M., Zaiats, O.V., Somka, L.V., Gulko, V.V. and Kovalenko, O.O. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 43, No. 3, Kyiv, pp. 73-84 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.073

[Пономаренко, О.М., Лісна, І.М., Степанюк, Л.М., Шумлянський, Л.В., Мінєєва, В.М., Заяць, О.В., Сьомка, Л.В., Гулько, В.В., Коваленко, О.О. (2021), *Мінерал. журн.* **43**, № 3. С. 73—84.]

Rubatto, D. (2017), *Rev. Mineral. Geochem*., Vol. 83, No. 1, pp. 261-295. https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9

Shcherbak, D.N., Ponomarenko, A.N. and Makarenko, I.D. (1995), *Geochemistry and ore formation,* No. 21, Kyiv, pp. 74-88 [in Russian].

[Щербак, Д.Н., Пономаренко, А.Н., Макаренко, И.Д. (1995), *Геохимия и рудообразование.* № 21. С. 74—88.]

Shestopalova, E.E., Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M. and Prykhodko, E.S. (2013), *Granitoids: conditions of formation and ore bearing,* Sci. conf., IGMOF M.P. Semenenko, May 25 - June 1, Kyiv, pp. 152-154 [in Ukrainian]. https://www.researchgate.net/profile/Vitaliy-Sukach/publication/323105518

[Шестопалова, Е.Е., Степанюк, Л.М., Довбуш, Т.И., Сьомка, В.О., Бондаренко, С.М., Приходько, Е.С. (2013), *Гранитоиды: условия формирования и рудоносность*. Науч. конф. 25 мая — 1 июня. Киев: ИГМР им. Н.П. Семененко. С. 152—154.]

Shumlyanskyy, L., Belousova, E. and Petrenko, O. (2017), *Mineral. and Petrol.*, Vol. 111, pp. 459-466. https://doi.org/10.1007/s00710-017-0514-2

Shumlyanskyy, L.V. and Petrenko, O.V. (2015), *Geol. and Mineral. Bull. Kryvyi Rih Nat. Univ.,*Vol. 33, No. 1, pp. 80-87 [in Ukrainian].

[Шумлянський, Л.В., Петренко, О.В. (2015), *Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту.* **33**, № 1. С. 80—87.]

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., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. and Whitehouse, M.J. (2008), *Chem. Geol.,* Vol. 249, Iss. 1-2, pp. 1-35. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. and Isachsen, C.E. (2004), *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 219, Iss. 3-4, pp. 311-324. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3

(2001), *State geological map of Ukraine,* Scale 1 : 200,000, Central Ukrainian series, Sheet M-36-XXII (Novoukrainka), UkrDGRI, Kyiv [in Ukrainian].

[(2001), *Державна геологічна карта України.* 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш M-36-XXXII (Новоукраїнка). Київ: УкрДГРІ.]

Stepanyuk, L.M., Andrienko, O.M., Dovbush, T.I. and Bondarenko, V.K. (2004), *Coll. Sci. Works UkrDGRI,* No. 1, Kyiv, pp. 64-72 [in Ukrainian].

[Степанюк, Л.М., Андрієнко, О.М., Довбуш, Т.І., Бондаренко, В.К. (2004), *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. № 1. С. 64—72.]

Stepanyuk, L.M., Konoval, N.M., Dovbush, T.I., Kovtun, O.V., Vysotsky, O.B. and Snisar, V.P. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 43, No. 4, Kyiv, pp. 56-62 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056

[Степанюк, Л.М., Коновал, Н.М., Довбуш, Т.І., Ковтун, О.В., Висоцький, О.Б., Снісар, В.П. (2021), *Мінерал. журн.* **43**, № 4. С. 56—62.]

Stepanyuk, L.M., Hrinchenko, O.V., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M., Kurylo, S.I. and Dovbush, T.I. (2018), *Visnyk KNU, Geology,* Vol. 82 (3), Kyiv, pp. 23-28. https://doi.org/10.17721/1728-2713.82.03

Stepanyuk, L.M., Kurylo, S.I., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M., Kovalenko, O.O., Dovbush, T.I. and Vysotsky, O.B. (2017), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 39, No. 1, Kyiv, pp. 63-74 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.01.063

[Степанюк, Л.М., Курило, С.І., Сьомка, В.О., Бондаренко, С.М., Коваленко, О.О., Довбуш, Т.І., Висоцький, О.Б. (2017), *Мінерал. журн.* **39**, № 1. С. 63—74.]

Stern, R.A., Bodorkos, S., Kamo, S.L., Hickman, A.H. and Corfu, F. (2009), *Geostand. Geoanal. Res.,* Vol. 33, pp. 145-168. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x

Thomas, J.B., Bodnar, R.J., Shimizu, N. and Chesner, C.A., (2003), *Revs Mineral. Geochem.,* Vol. 53(1), pp. 63-87. https://doi.org/10.2113/0530063

Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D. (2011), *Nature,* Vol. 480, pp. 79-82. https://doi.org/10.1038/nature10655

Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D. (2012), *Geochim. Cosmochim. Acta.,* Vol. 97, pp. 70-87. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032

Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B. (2006), *Contrib. Mineral.* Petr., Vol. 151, pp. 413-433. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5

Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S. and Kemp, R. (2004), *Chem. Geol.,* Vol. 209, Iss. 1-2, pp. 121-135. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.026

Yakymchuk, C., Kirkland, C.L. and Clark, C. (2018), *J. Metamorph. Geol.*, Vol. 36, Iss. 6, pp. 715-737. https://doi.org/10.1111/jmg.12307

Yatsenko, H.M. (1980), *Lower Precambrian of the Central part of the Ukrainian Shield*, Higher School, Lviv, 139 p. [in Russian].

[Яценко, Г.М. (1980), *Нижний докембрий Центральной части Украинского щита*. Львов: Вища шк. 139 с.]

Received 25.06.2024

L.M. Stepanyuk [1], DrSc (Geology), Corresp. Member of NAS of Ukraine, Prof., Deputy Director
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; https://orcid.org/0000-0001-5591-5169
L.V. Shumlyanskyy [1–3], DrSc (Geology), Professor
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419
O.V. Kovtun [1], Postgraduate
E-mail: kovtun85@ukr.net; https://orcid.org/0000-0003-0475-8778
O.B. Vysotsky [1], PhD (Geology), Research Fellow
E-mail: alek.vysotsky@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-3542-4685
H.H. Pavlov [1], PhD (Petrology and Mineralogy), Associate Professor, Senior Research Fellow
E-mail: genychpavlov@gmail.com; https//orcid.org/0000-0002-5913-042X
T.I. Dovbush [1], Researcher Fellow
E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-3512-3313
[1] M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
[2] Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland
[3] Curtin University, Perth, Australia

URANIUM-LEAD AGE AND THE PRIMARY NATURE OF XENOLITH
OF PLAGIOCLASE GNEISS IN GRANITES OF THE NOVOUKRAINKA MASSIF

The geological structure of the Inhul Domain of the Ukrainian Shield is dominated by granites that develop after supracrustal rocks of the Inhul-Inhulets Group. The Group is subdivided, from the bottom to the top into the following Formations: Zelena Richka, Artemivka, Rodionivka, Kamyano-Kostuvate (and coeval Spasivka), and Roshchakhivka (and coeval Checheliivka). In this paper we report the results of the optical-microscopic study of the anatomy of crystals of accessory zircon from two-pyroxene plagioclase gneiss, and the results of U-Pb dating of zircon, hafnium isotope composition and trace element concentrations determination that were performed using the split-stream LA-ICP-MS technique. The results of multigrain monazite fraction U-Pb dating using the TIMS technique are also presented. It has been established that zircon has a complex internal texture with variable cores and thin overgrowths. The isotope age of the cores and overgrowths is the same — 2068 ± 22 Ma, while the age-corrected weighted average εHf value is –2.1 ± 1.1. Based on the microelement composition, zircon from the studied gneisses can be defined as magmatic and epimagmatic, with a weighted average crystallization temperature of 765 °C. The igneous rocks represented the protolith of the gneiss. The age of monazite crystallization (2017.2 ± ± 2.1 Ma) is a bit younger than the age of monazite from the main rock types of the Novoukrainka massif. The crystallization of monazite in the gneiss was related to the metasomatic processes caused by residual after Novoukrainka granite crystallization fluids.

Keywords: U-Pb age, zircon, monazite, plagioclase gneiss, Inhul-Inhulets Group, Ukrainian Shield.