

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2026.1.344760>

УДК. 550.93

Уран-свинцевий вік за цирконом кристалічних порід Інгульського мегаблоку

Л.М. Степанюк^{1*}, Л.В. Шумлянський^{1,2,3}, О.Б. Висоцький¹, А.М. Баран¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна; ²Інститут геологічних наук Польської академії наук, Краков, Польща; ³Університет Кьортіна, Перт, Австралія

Uranium-lead zircon age of crystalline rocks of the Inhul domain

L.M. Stepanyuk^{1*}, L.V. Shumlyansky^{1,2,3}, O.B. Vysotsky¹, A.M. Baran¹

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine; ²Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland; ³Curtin University, Perth, Australia

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua,
<https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>;
lshumlyansky@yahoo.com,
<http://orcid.org/0000-0002-6775-4419>;
alek.vysotsky@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>;
baranandrew9@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-5326-8014>

Received / Надійшла до редакції:
27.11.2025

Received in revised form /
Надійшла у ревізованій формі:
02.02.2026

Accepted / Прийнята:
27.02.2026

*Corresponding author /
Автор для кореспонденції:
L.M. Stepanyuk, stepaniuk@nas.gov.ua

Keywords: granite, gneiss, zircon,
uranium-lead isotope method, Inhul
domain.

Ключові слова: граніт, гнейс, циркон,
уран-свинцевий ізотопний метод,
Інгульський мегаблок.

Supracrustal formations of the Inhul-Inhulets Group, which form the protolith for granitoids of the Kropyvnytsky (formerly Kirovohrad) and Novoukrainka complexes, are the most widespread in the geological structure of the Inhul Domain within the Ukrainian Shield. In the eastern part of the domain, Archean rocks of the Auly and Konka Groups occur, forming the protolith for plagiogranitoids of the Mesoarchean Inhul Complex. The morphology of zircon crystals from plagiomigmatite of the Inhul complex, plagiogneiss of the Spasove Formation of the Inhul-Inhulets Group, and porphyry-like granites of the Kropyvnytsky complex was studied using optical microscopy; their age determination was performed employing U-Pb LA-ICP-MS and SIMS methods. The isotopic composition of Hf in zircon from both plagiomigmatite and porphyry-like granite was also analysed. Zircon crystals from plagiomigmatite, based on the 207Pb/206Pb ratio, have ages ranging from 3251 ± 16 Ma to 2564 ± 53 Ma. The plagiogneiss of the Spasove Formation predominantly contains zircon of Archean age, with 13 out of 15 analysed crystals being older than 2.5 Ga. Most crystals lie on a discordia that intersects the concordia at 2939 ± 90 Ma and 2103 ± 210 Ma. Porphyry-like granites formed during the Paleoproterozoic (2060–2040 Ma) through melting of ancient crust, as indicated by numerous inherited zircon cores and the Hf isotopic composition (ε_{Hf} ranging from -5.7 to -10.9, with a model age of approximately 3000 Ma according to the felsic crust model).

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2026. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 2026. This is an Open Access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Цитування: Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Висоцький О.Б., Баран А.М. Уран-свинцевий вік за цирконом кристалічних порід Інгульського мегаблоку. *Геологічний журнал*. 2026. № 1 (394). С. 31–47. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2026.1.344760>

Citation: Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V., Vysotsky O.B., Baran A.M. 2026. Uranium-Lead zircon age of crystalline rocks of the Inhul domain. *Geologičnij žurnal*, 1 (394), 31–47. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2026.1.344760>

Вступ

На території Інгульського мегаблоку за площею розвитку суттєво переважають супракрустальні утворення, що відносять до інгуло-інгулецької серії. Разом з тим у його східній частині закартовано архейські породи аульської та конкської серій, а в південно-західній – дністровсько-бузької (Державна..., 2001, 2002, 2004). Перші представлені типовими для Середньопридніпровського району асоціаціями плагіогнейсів, амфіболітів і кристалічних сланців, по яких розвиваються плагіогранітоїди, виокремлені в цій частині Українського щита в інгулецький мезоархейський комплекс. До дністровсько-бузької серії, закартованої в південно-західній частині мегаблоку, віднесені піроксенові плагіогнейси та кристалічні скланці (Єсипчук та ін., 2004).

Суперкрустальні утворення інгуло-інгулецької серії представлені біотитовими, піроксен-гранат-біотитовими, амфібол-піроксен-біотитовими плагіогнейсами, амфіболітами та кристалічними сланцями з підпорядкованими прошарками гранат- і графіт-біотитових гнейсів (Стратиграфические..., 1985). Наразі серію поділяють на (знизу вгору): зеленоріченську, артемівську, родіонівську, кам'яно-костовацьку (віковий аналог спасівська) та роцахівську (віковий аналог чечеліївська) світи (Єсипчук та ін., 2004). По породах серії розвиваються гранітоїди, виокремлені в два комплекси – новоукраїнський та кропивницький (кіровоградський, за (Єсипчук та ін., 2004; Щербаков, 2005)).

Інгуло-інгулецька серія корелюється з тетерівською, поширеною в Волинському районі, та криворізькою, розповсюдженою в межах Інгулецько-Криворізької шовної зони (Єсипчук та ін., 2004). Вік інгуло-інгулецької серії у Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита визначено як пізньонеоархейський – палеопротерозойський. Однак наявні на теперішній час геохронологічні дані, отримані для циркону із порід інгуло-інгулецької серії (Щербак и др., 1995; Артеменко и др., 2019; Пономаренко та ін., 2021), вказують на переважно архейський їх вік. Крім того, мезоархейський вік новокриворізької світи (нижня світа криворізької серії) підтверджено наявністю в амфіболітах кристалів метаморфогенного циркону віком 2,97 млрд років (Степанюк та ін., 2011а). Архейському віку криворізької серії не суперечать

мезоархейські уран-свинцеві дати, отримані для кластогенного циркону із кварцитів латівського горизонту (Бобров та ін., 2011) і для кластогенних кристалів монациту та циркону із скелюватської та саксаганської світ Криворізької структури (Степанюк та ін., 2011б, 2020).

Зважаючи на деяку неузгодженість між наявними геохронологічними даними та положенням інгуло-інгулецької серії у чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита (Єсипчук та ін., 2004), нами виконано уран-свинцеве ізотопне датування кристалів циркону із гранітоїдів інгулецького комплексу, метаморфічних порід спасівської світи інгуло-інгулецької серії та гранітів, що по них розвиваються.

Об'єкти дослідження. Для уран-свинцевого ізотопного датування нами було відібрано ряд проб гранітоїдів: проба 22/15 – плагіомігатит (інгулецький комплекс), відслонений у лівому борту р.Інгулець, на південь від с. Тернуватка (рис. 1 б); проби 12534/4 і 12534/15 – граніти порфіроподібні (кропивницький комплекс), відібрані із керна св. 12534, гл. 50,8 та 119 м, відповідно (родіонівський профіль, залишки керна із свердловин, які зберігаються у керносковищі Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України). Суперкрустальні утворення репрезентує плагіогнейс (спасівська світа інгуло-інгулецької серії), проба 12537/2, відібраний із св. 12537, гл. 31,5 м, того ж родіонівського профілю (рис. 1 с).

Методи дослідження. Датування кристалів циркону U-Pb ізотопним методом було виконано за допомогою мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою з лазерною абляцією (LA-ICP-MS) у John de Laeter Centre, Curtin University, Australia. Абляцію циркону проведено за допомогою системи Resonetics RESolution M-50A-LR з використанням ексимерного УФ-лазера COMPEX 102–193 нм, підключеного до мас-спектрометра Agilent 8900 QQQ. Цирконієвий стандарт OG1 ($3465 \pm 0,6$ млн років (Stern et al., 2009)); усі похибки наведено при 2σ слугував основним еталонним матеріалом та аналізувався в блоках разом із вторинними стандартами GJ-1 ($601,2 \pm 0,4$ млн років (Jackson et al., 2004)), Plešovice ($337,13 \pm 0,37$ млн років (Sláma et al., 2008)) та Maniitsoq ($3008,70 \pm 0,72$ млн років (Marsh et al., 2019)). Вторинні еталони дали середньозважені значення віку $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ та $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ у межах похибки рекомендованих значень.

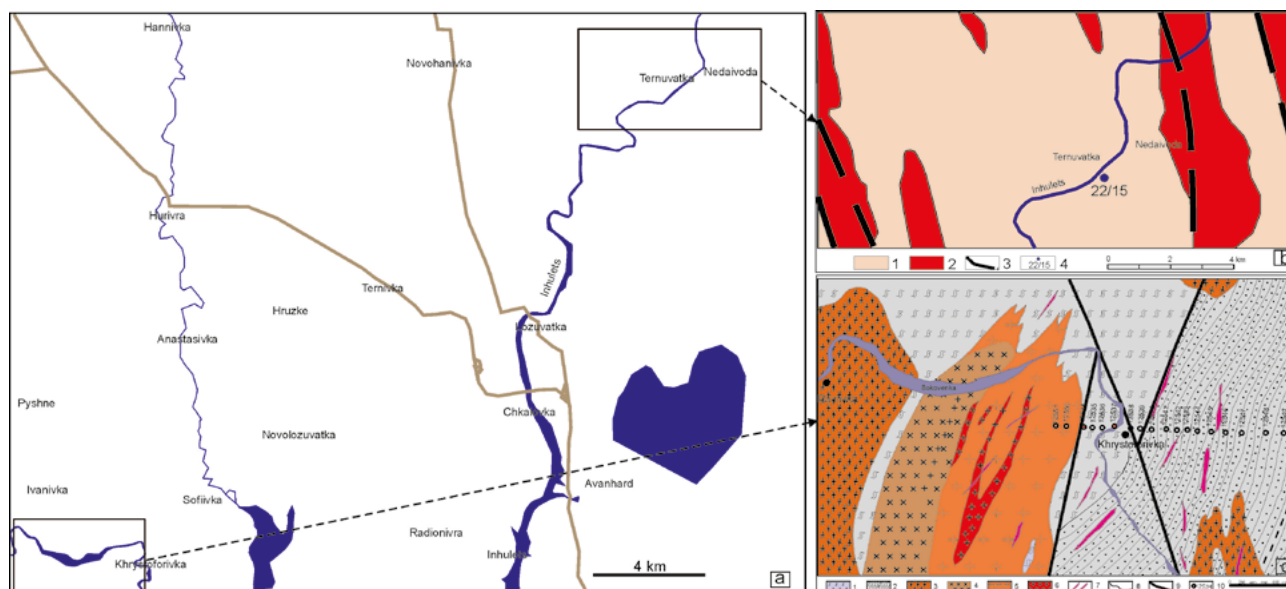


Рис. 1. Географічне розташування ділянок геохронологічного опробування. **а** – супутникова карта. **б** – фрагмент геологічної карти (State..., 2002), Тернуватська ділянка, зі спрощеннями авторів, умовні позначення: 1 – плагіогнейси та плагіомігматити інгулецького комплексу, 2 – граніти кропивницького (кіровоградського) комплексу, 3 – розломи, 4 – місце відбору радіогеохронологічної проби плагіомігматиту, проба 22/15. **с** – фрагмент геологічної карти району родіонівського профілю (Решетняк і др., 1967*), зі спрощеннями авторів, умовні позначення: 1 – гнейси біотитові, амфібол-біотитові спаської світи (State..., 2002; Yesypchuk et al., 2004); 2 – метапелітосквики польвошпат-біотит-кварцові, польвошпат-кварцові, сланці кварц-польвошпат-біотитові чечеліївської світи (State..., 2002; Yesypchuk et al., 2004); 3–7 – гранітоїди кропивницького (кіровоградського) комплексу: 3 – мігматити та граніти плагіоклазові, 4 – гранодіорити сірі та темно-сірі біотитові, 5 – граніти сірі, середньо-крупнозернисті, біотитові, порфіробластичні з ксенолітами біотитових гнейсів, 6 – граніти сірі середньо-дрібнозернисті, 7 – жили аплітів, пегматитів; 8 – контакти стратиграфічні; 9 – розломи; 10 – свердловини родіонівського профілю та їх номери

Fig. 1. Geographical location of geochronological sampling sites. **a** – satellite map. **b** – Fragment of the geological map (State..., 2002), Ternuvatska site, simplified by the authors, Legend: 1 – plagiogneisses and plagiomigmatites of the Ingulets complex, 2 – granites of the Kropivnitsky (Kirovograd) complex, 3 – faults, 4 – location of the radio-geochronological sample of plagiomigmatite, sample 22/15. **c** – fragment of the geological map of the Rhodonian profile area according to (Reshetnyak et al., 1967*) with simplifications by the authors. Legend: 1 – biotite gneisses, amphibole-biotite gneisses of the Spasivka suite according to (State..., 2002; Yesypchuk et al., 2004); 2 – feldspar-biotite-quartz, feldspar-quartz metapelite rocks, quartz-feldspar-biotite schists of the Chechelevska suite according to (State..., 2002; Yesypchuk et al., 2004); 3–7 – granitoids of the Kropivnitsky (Kirovograd) complex, 3 – migmatites and plagioclase granites, 4 – gray and dark gray biotite granodiorites, 5 – gray, medium-coarse-grained, biotite granites, porphyroblastic with xenoliths of biotite gneisses, 6 – gray medium-fine-grained granites, 7 – veins of aplites, pegmatites; 8 – stratigraphic contacts; 9 – faults; 10 – Rodionov profile wells and their numbers

Циркони з проби 22/15, з огляду на складний спектр отриманих віків, були повторно датовані в ізотопній лабораторії Триніті коледжу (Trinity College), Дублін, Ірландія. Для цього була використана лазерна абляційна система Photon Machines Analyte Excite 193 нм ArF, з'єднана з мас-спектрометром Agilent 7900. При визначенні ізотопного віку циркону розмір лазерного пучка становив 20 мкм. Обробка ізотопних даних U-Th-Pb здійснена за допомогою пакета IOLITE (Paton et al., 2011). Первинним еталонним матеріалом для калібрування був циркон 91500 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ вік становить $1065,4 \pm 0,6$ млн років (Wiedenbeck et al., 1995)), а вторинними – циркон Plešovice, який під час нашої аналітичної сесії дав вік $338,7 \pm 1,0$ млн років, і циркон WRS 1348 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ вік

сягає $526,26 \pm 0,70$ (Pointon et al., 2012)), який дав вік $526,6 \pm 2,0$ млн років.

В одній з проб (проба 12534/15) кристали циркону датували методом SIMS в Australian National University, м. Канберра, Австралія. Аналітична процедура та умови U-Pb аналізу були подібними до описаних у роботі (Williams, 1998). Інтенсивність первинного пучка іонів O^2 становила 4–5 нА, а розмір аналітичної плями – приблизно 25 мкм.

Визначення ізотопного складу гафнію було проведено методом LA-MC-ICP-MS у лабораторії MILESTONE (RÉGEF ISOTOP-MTP, Geosciences Montpellier, Монпельє, Франція) з використанням мас-спектрометра Thermo Scientific Neptune XT у поєднанні з лазерною абляційною

*Решетняк В.В., Рязузов Н.Т., Копыця М.П., Федюшин С.Е., Дмитриев Е.Н., Сергеев А.Д., Монаков Ф.К. Отчет по структурно-профильному бурению на Овнянском, Родионовском и Александровском участках за 1964–1966 гг. Кривой Рог, 1967. 219 с.

системою Teledyne Cetac Analyte Excite+. Деталі аналітичної процедури наведено в роботі (Artemenko et al., 2024). Розрахунок початкових значень $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ та ϵHf для невідомих цирконів використовував прийнятий вік їх кристалізації, константу розпаду $\lambda^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11}$ (Söderlund et al., 2004) і такі параметри для сучасного хондритового однорідного резервуара CHUR: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ та $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ (Bouvier et al., 2008).

Внутрішню будову кристалів циркону вивчали у штучних препаратах методом катодолюмінесценції та в прохідному світлі під бінокулярним і поляризаційним мікроскопом, а співвідношення з породотвірними мінералами – в прозорих шліфах під поляризаційним мікроскопом.

Кристали циркону вивчали та фотографували під оптичним мікроскопом Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials та бінокулярним мікроскопом SZM-45T2.

Результати та їхня інтерпретація

Плагіомігматит (бластокатаклизит по тоналіту) біотитовий, проба 22/15, відслонення у лівому борту р. Інгулець, на південь від с. Тернуватка. Порода світло-сіра, ділянками рожевувато-сіра дрібно-середньозерниста, слабо вивітрена, по тріщинах спостерігаються сірувато-бурі плями гідроокисів заліза. Рожевуватий відтінок породі надають гідроокиси заліза, які поширюються по зонках рекристалізації. Структура тектоногранокластова з елементами пойкилітової, рекристалізаційна. Основу породи складають кристалокласти плагіоклазу і гранобластові майже ізометричні скупчення кварцу, облямовані смугами з роздувами дрібно-тонкозернистого гранобластового матеріалу товщиною від 0,1 до 1,5 мм, або ж такі кристалокласти перетинаються

тонкими, прямолінійними тонкогранобластовими жилками (рис. 2). Об'єм тектономатриксу становить 25–35 %.

Мінеральний склад породи (об. %): плагіоклаз – 53–63, кварц – 32–39, біотит – 4–9, мусковіт – до 1. Акцесорні – титаніт, апатит, циркон.

Плагіоклаз утворює кристали білувато-сірого кольору розмірами 1–3 мм. Як правило, вони мають макро- та мікроскопічно видимі рекристалізаційні облямівки товщиною до 0,5–1 мм. За складом відповідає олігоклазу, часто має полісинтетичні двійники. В деяких кристалах добре помітні сліди пластичної деформації: деформаційні смуги, висячі двійники, викривлені полісинтетичні двійники. Досить часто плагіоклаз містить пойкилітові включення кварцу розміром до 0,1 мм. Мінерал слабо вивітрілий, через що в шліфах набуває нерівномірного сіро-коричневого забарвлення. Також він є складовою частиною тектономатриксу.

Кварц світло-сірий, утворює близькі до ізометричних скупчення розміром до 4 мм, сильно видовжені скупчення між кристалокластами плагіоклазу, а також присутній у тонкозернистому рекристалізованому матеріалі. Згасання мінералу зазвичай хвилясте.

Більшість лусок *біотиту* сконцентровані у більш-менш ізометричних скупченнях розміром 0,7–3,5 мм, які присутні в усіх частинах породи, але густина та розмір таких скупчень не завжди рівномірні. Як правило, вони розташовані на стику двох-трьох кристалокластів плагіоклазу та бластів кварцу. Істотно менша частка біотиту нерівномірно розміщується у решті тектономатриксу. Розмір лусок мінералу – десятки частки міліметра. Окремі луски біотиту плеохроюють від світлого зеленувато-коричневого до коричнювато-зеленого кольору, а в скупченнях – від світло-коричневого до темно-брудно-коричневого.



Рис. 2. Плагіомігматит, проба 22/15, лівий борт долини р. Інгулець, на південь від с. Тернуватка

Fig. 2. Plagiomigmatite, sample 22/15, left bank of the Inhulets River south of the village of Ternuvatka

Найбільш густі скупчення біотиту сильно насичені тонкозернистим титанітом. Мінеральний склад одного з таких скупчень, розмір якого становить 1,5×1,5 мм, такий (%): біотит – 39–45, кварц – 30–34, титаніт – 24–28, мусковіт, поодинокі кристали циркону.

Мусковіт дуже нерівномірно розподілений у породі. Подекуди розвивається в окремих зернах плагіоклазу, переважно міститься у тектономатриці, лише в поодиноких випадках утворює ізометричні скупчення подібно до біотитових, але вони істотно меншого розміру – до 0,4 мм. Розмір лусок мінералу сягає від сотих часток міліметра до 0,5 мм, повністю безбарвний.

Циркон утворює доволі крупні (переважна більшість кристалів концентрується у фракції понад 0,1 мм) призматичні та видовжено-призматичні ($K_{\text{вид}}$ – від 2,0–4,0 до 5) сильно тріщинуваті досконало огранені кристали. Їх огранення зумовлене комбінацією граней обох призм, що здебільшого мають приблизно однаковий розвиток, та обох граней тупих біпірамід і щонайменше із однієї з гострих граней. Колір кристалів сірувато-білий (близько 10 %), рудий,

сірувато-рудий (80–85 %) до сіро-бурого (майже 5 %) у сильно озалізненних кристалах.

У полірованих зрізах виявляється складна будова кристалів, обумовлена поєднанням трьох (у поодиноких кристалах) і двох (у більшості) генерацій циркону (рис. 3). Циркон першої генерації спостерігається у вигляді непрозорих і зрідка напівпрозорих ядер всередині кристалів, має темно-коричневе забарвлення. Друга генерація утворює оболонки навколо циркону першої генерації, зазвичай має світле рожеве забарвлення. Третя генерація утворює малопотужні наростання переважно на голівках кристалів на цирконі другої генерації (рис. 3 *i, j, l, n, o*). Серед кристалів циркону першої генерації (ядер) можна виділити два типи. Для першого характерними є правильні кристалографічні контури та тонка «магматична» зональність (рис. 3 *e-h, m, o*). Присутні складні ядра, всередині яких спостерігаються незональні ділянки (рис. 3 *k-p*). Ядра другого типу також мають правильні кристалографічні контури, але незональні (рис. 3 *a-d*). Трапляються поодинокі незональні ядра із заокругленими контурами (рис. 3 *i*).

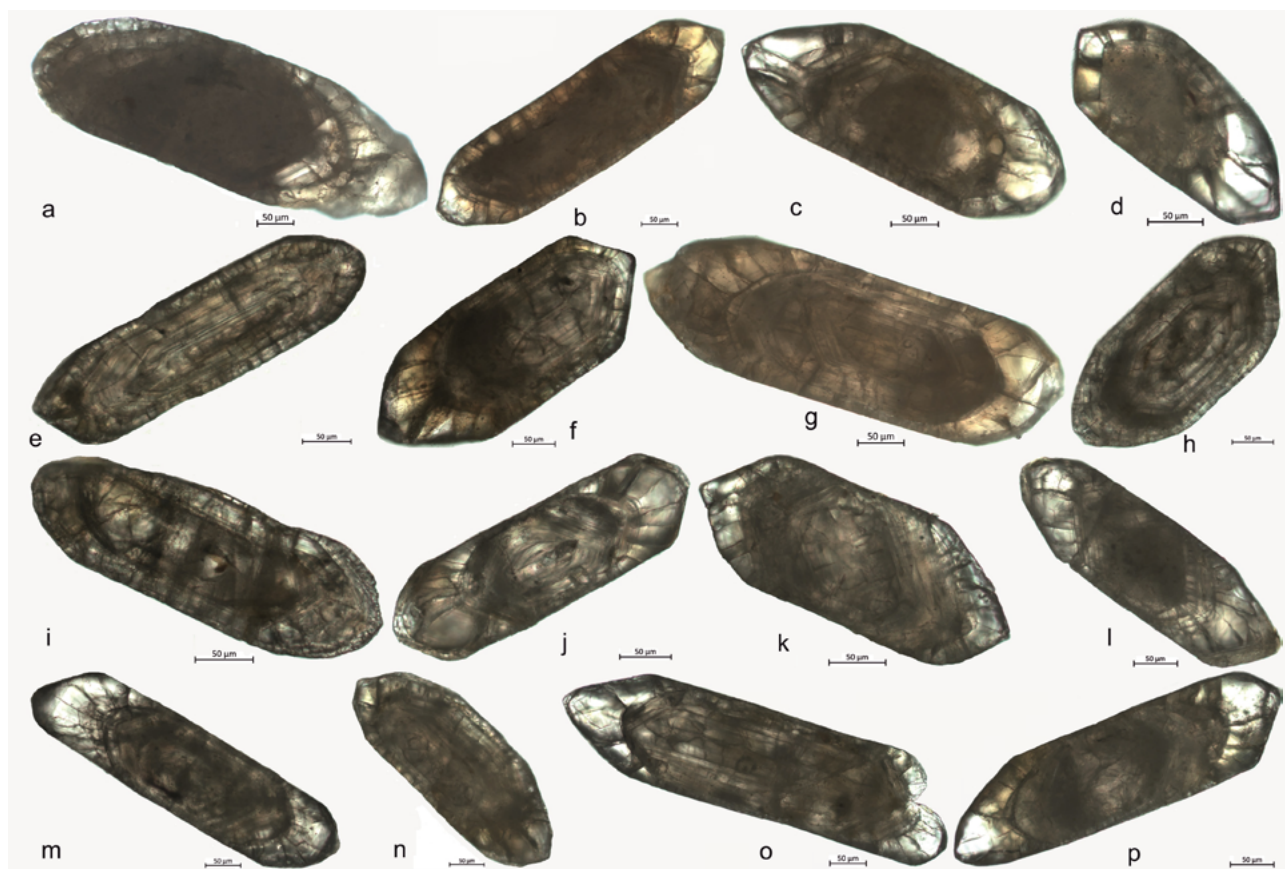


Рис. 3. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із плагіомігматиту, проба 22/15, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя

Fig. 3. Microphotographs of polished sections of zircon crystals from plagiomigmatite, sample 22/15, transmission polarising microscope, at one analyser

Таблиця 1. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS, Curtun University) циркону із кристалічних порід Інгульського району
Table 1. Results of U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS, Curtun University) of zircon from crystalline rocks of the Inhul region

Spot #	Pb conc. ppm	Isotope ratio measured								ρ	Isotope age, Ma				D, %
		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2SE	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	2SE	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2SE	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2SE		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2SE	
Sample 22/15, plagiomigmatite															
1	166	0.2189	0.0057	1.9180	0.0363	15.739	0.569	0.5237	0.0101	0.66	2712	2850	2968	±39	8.6
2	99	0.2095	0.0068	3.4300	0.1754	8.7108	0.487	0.3015	0.0135	0.78	1692	2281	2900	±53	41.7
3	173	0.2028	0.0037	1.8579	0.0327	14.993	0.373	0.5401	0.0094	0.68	2782	2810	2842	±30	2.1
4	80	0.1939	0.0037	2.2686	0.0471	11.757	0.303	0.4436	0.0096	0.68	2364	2580	2768	±31	14.6
5	96	0.2112	0.0077	2.6555	0.1802	11.374	0.732	0.3958	0.0227	0.80	2133	2516	2900	±60	26.4
6	58	0.2057	0.0094	2.0031	0.0550	14.192	0.678	0.5058	0.0143	0.33	2633	2760	2862	±76	8.0
7	123	0.2088	0.0044	2.6373	0.1083	11.030	0.344	0.3872	0.0113	0.81	2106	2517	2887	±36	27.1
8	265	0.2439	0.0046	1.9022	0.0608	17.949	0.653	0.5355	0.0174	0.83	2757	2976	3139	±30	12.2
9	95	0.2085	0.0047	2.9507	0.1018	9.7126	0.349	0.3420	0.0121	0.78	1891	2397	2884	±37	34.4
10	263	0.1773	0.0047	3.8704	0.1552	6.5262	0.386	0.2664	0.0112	0.93	1518	2025	2614	±45	41.9
11	61	0.1945	0.0038	2.0890	0.0459	12.895	0.364	0.4826	0.0107	0.67	2535	2665	2773	±32	8.6
12	327	0.1725	0.0052	2.7282	0.0847	8.8096	0.451	0.3685	0.0113	0.89	2018	2303	2564	±53	21.3
13	243	0.1810	0.0050	2.1632	0.0654	11.705	0.551	0.4696	0.0140	0.87	2476	2563	2648	±45	6.5
14	310	0.1907	0.0045	2.5735	0.0450	10.161	0.239	0.3903	0.0068	0.28	2123	2445	2737	±39	22.4
15	157	0.2249	0.0076	1.9014	0.0416	16.244	0.544	0.5301	0.0118	0.34	2738	2881	2995	±55	8.6
Sample 12534/4, porphyry granite															
1	2619	0.1294	0.0024	2.5517	0.0396	7.0071	0.1760	0.3932	0.0063	0.75	2137	2108	2082	±32	-2.6
2	1458	0.1299	0.0032	2.4960	0.0364	7.1445	0.1838	0.4016	0.0056	0.46	2175	2129	2083	±43	-4.4
3	2305	0.1326	0.0028	2.7612	0.0324	6.6696	0.1556	0.3624	0.0042	0.38	1993	2065	2131	±39	6.5
4	1773	0.1258	0.0027	2.5200	0.0309	6.8541	0.1478	0.3965	0.0051	0.33	2152	2089	2030	±38	-6.0
5	3236	0.1249	0.0025	2.6813	0.0372	6.4200	0.1473	0.3727	0.0056	0.54	2041	2031	2019	±35	-1.1
6	2727	0.1250	0.0020	2.6794	0.0601	6.4666	0.1697	0.3756	0.0083	0.76	2054	2036	2023	±29	-1.5
7	3856	0.1256	0.0023	2.6352	0.0442	6.5815	0.1743	0.3803	0.0064	0.62	2076	2052	2035	±34	-2.0
8	975	0.1252	0.0038	2.6005	0.0380	6.5732	0.1918	0.3848	0.0056	0.23	2098	2049	2012	±54	-4.3
9	2217	0.1286	0.0024	2.6443	0.1250	6.8095	0.4541	0.3864	0.0230	0.99	2091	2062	2070	±33	-1.0
10	4663	0.1493	0.0027	2.9586	0.1196	7.0559	0.4322	0.3397	0.0145	0.97	1894	2105	2331	±31	18.7
11	4311	0.1258	0.0023	2.7405	0.1241	6.5429	0.3461	0.3793	0.0187	0.94	2062	2032	2039	±32	-1.1
12	477	0.1174	0.0063	2.7026	0.0513	5.9302	0.3274	0.3698	0.0075	0.19	2027	1952	1875	±96	-8.1
13	1571	0.1279	0.0018	2.5584	0.0366	6.8753	0.1600	0.3909	0.0062	0.87	2126	2092	2065	±24	-2.9
14	15034	0.1255	0.0015	2.6596	0.0921	6.5620	0.2550	0.3824	0.0127	0.94	2082	2043	2033	±21	-2.4
15	4280	0.1323	0.0026	1.7038	0.1878	15.800	3.1670	0.8291	0.1583	1.00	3816	2674	2128	±32	-79.4
Sample 12537/2, plagiogneiss															
1	85	0.2131	0.0068	1.7635	0.0336	16.527	0.5596	0.56788	0.0110	0.43	2896	2898	2910	±52	0.5
2	127	0.2027	0.0076	1.8672	0.0393	14.926	0.5025	0.53690	0.0110	0.19	2767	2800	2848	±56	2.8
3	208	0.2048	0.0067	1.8146	0.0332	15.352	0.4745	0.54989	0.0105	0.21	2822	2840	2863	±60	1.4
4	190	0.1356	0.0047	2.5382	0.0385	7.3021	0.2640	0.39232	0.0056	0.28	2133	2139	2158	±58	1.2
5	97	0.2060	0.0108	1.7947	0.0506	15.549	0.6865	0.55659	0.0157	0.06	2870	2833	2825	±86	-1.6
6	38	0.2047	0.0055	1.8124	0.0287	15.455	0.4501	0.55109	0.0089	0.45	2828	2842	2851	±44	0.8
7	306	0.1711	0.0058	2.3280	0.0439	10.044	0.3224	0.42980	0.0081	0.26	2303	2431	2547	±56	9.6
8	293	0.2104	0.0069	1.8315	0.0348	15.724	0.4513	0.54479	0.0108	0.15	2800	2853	2898	±53	3.4
9	554	0.2071	0.0054	1.9138	0.0487	15.065	0.7010	0.52572	0.0135	0.88	2719	2801	2871	±42	5.3
10	1595	0.1824	0.0050	1.9945	0.0530	12.750	0.6137	0.50509	0.0137	0.87	2631	2642	2660	±47	1.1
11	1778	0.1909	0.0050	1.9536	0.0487	13.621	0.5682	0.51436	0.0123	0.73	2671	2709	2737	±43	2.4
12	699	0.2019	0.0052	1.8206	0.0349	15.247	0.5023	0.54962	0.0108	0.60	2821	2822	2837	±40	0.6
13	880	0.2021	0.0038	2.0293	0.0298	13.708	0.2902	0.49157	0.0072	0.60	2576	2726	2836	±31	9.2
14	349	0.1334	0.0036	2.4990	0.0306	7.3130	0.2055	0.39792	0.0051	0.26	2159	2149	2145	±42	-0.6
15	830	0.1976	0.0036	1.8730	0.0244	14.496	0.3137	0.53216	0.0068	0.56	2749	2782	2800	±30	1.8

Примітки. Rho – кореляція між $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ та $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$. D, % – дискордантність, розраховується за $100 \times (\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}) / \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$.
 Notes: Rho – correlation between $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ and $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$. D, % – discordance, calculated as $100 \times (\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}) / \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$.

Таблиця 2. Результати U-Pb ізотопного датування (LA-ICP-MS, Trinity College, Dublin) кристалів циркону з плагіомігматиту, проба 22/15
Table 2. Results of U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS, Trinity College, Dublin) of zircon from plagiomigmatite, sample 22/15

#	Isotope ratios									Isotope ages, Ma						Concentrations, ppm				
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 SE	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 SE	ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 SE	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	2 SE	ρ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 SE	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 SE	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 SE	$\frac{\text{U}}{\text{Th}}$	U	Th	Pb
1	14.6495	0.7682	0.5123	0.0172	0.87	0.2081	0.0051	1.9644	0.0683	-0.28	2664	74	2786	50	2896	43	1.6	869	555	8023
2	11.3167	0.2271	0.3972	0.0059	0.50	0.2077	0.0038	2.5204	0.0372	0.29	2156	27	2549	19	2885	29	1.6	168	108	1513
3	14.2328	0.1463	0.4973	0.0050	0.65	0.2075	0.0019	2.0134	0.0201	0.41	2602	21	2765	10	2884	15	1.1	207	191	2718
4	13.9598	0.2995	0.4882	0.0074	0.74	0.2079	0.0030	2.0509	0.0310	-0.07	2563	32	2746	20	2887	23	1.9	242	135	1867
5	14.5627	0.3083	0.5012	0.0143	0.60	0.2089	0.0053	2.0050	0.0569	0.63	2617	61	2786	20	2902	38	1.3	160	127	1725
6	23.8988	0.2688	0.6650	0.0093	0.68	0.2610	0.0026	1.4996	0.0190	0.61	3292	34	3264	11	3251	16	1.2	183	147	2500
7	16.5274	0.2954	0.5435	0.0119	0.61	0.2249	0.0048	1.8454	0.0416	0.68	2797	50	2907	17	3013	34	1.1	176	161	2395
8	16.3133	0.2647	0.5709	0.0105	0.76	0.2067	0.0031	1.7581	0.0327	0.27	2910	43	2894	16	2877	24	1.1	83	75	1169
9	13.5992	0.2321	0.4794	0.0091	0.81	0.2067	0.0019	2.0899	0.0396	0.30	2524	40	2722	16	2879	15	1.2	430	367	5245
10	11.5630	0.2683	0.4895	0.0096	0.87	0.1723	0.0021	2.0542	0.0419	-0.15	2567	42	2567	22	2577	20	2.4	1170	479	6350
11	11.4517	0.1493	0.4054	0.0069	0.73	0.2082	0.0023	2.4756	0.0429	0.66	2193	32	2562	13	2896	18	4.2	536	125	1658
12	19.3955	0.3713	0.5996	0.0124	0.73	0.2351	0.0034	1.6707	0.0345	0.44	3027	50	3061	19	3086	23	1.9	257	134	2280
13	15.7593	0.3215	0.5611	0.0129	0.83	0.2027	0.0023	1.7809	0.0387	0.47	2870	53	2861	19	2846	19	1.9	457	239	3695
14	21.4756	0.4170	0.6386	0.0118	0.78	0.2418	0.0031	1.5721	0.0292	0.14	3182	46	3158	19	3130	20	2.7	515	205	3225

Примітки. ρ – кореляція між $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ та $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. 2 SE – похибка – 2 σ .
 Notes. ρ is the correlation between $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. 2SE is the standard error – 2 σ .

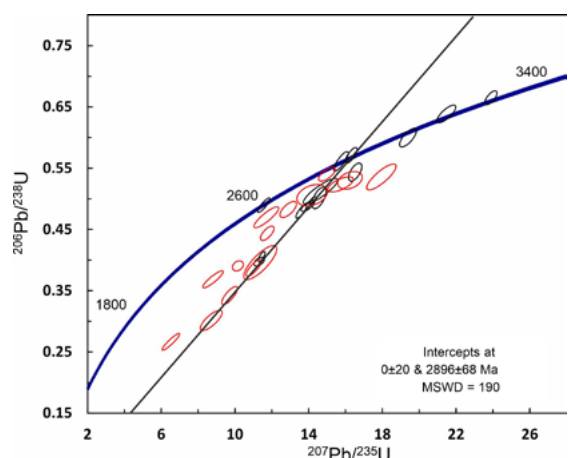


Рис. 4. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кристалів циркону із плагіомігматиту, проба 22/15. Нижній перетин прив'язаний до теперішнього часу. Чорним кольором показано результати, отримані в Trinity College, Дублін, Ірландія, червоним – у Curtin University, Перт, Австралія

Fig. 4. U-Pb concordia diagram for zircon from plagiomigmatite, sample 22/15. The lower intercept is anchored to the present. Black ovals show results obtained at Trinity College, Dublin, Ireland; red ovals show results obtained at Curtin University, Perth, Australia

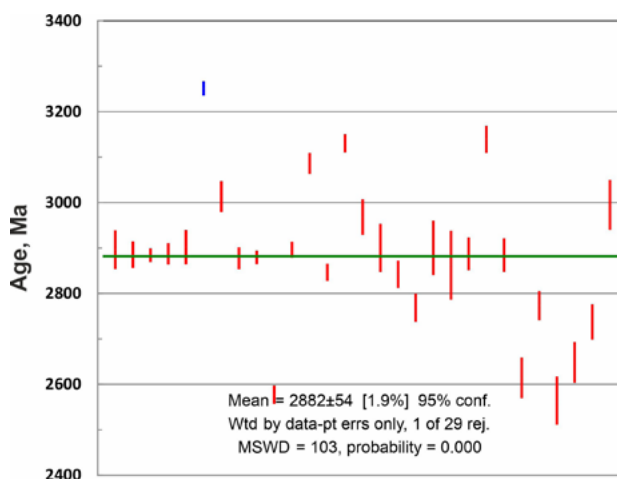


Рис. 5. Середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік для кристалів циркону із плагіомігматиту, проба 22/15

Fig. 5. Weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for zircon from plagiomigmatite, sample 22/15

Результати вивчення уран-свинцевої ізотопної системи кристалів циркону наведено в табл. 1, 2 і на рис. 4, які свідчать про складну багатоетапну історію розвитку, крім того з порушеннями закритості, вірогідно, в гіпергенних умовах (найвірогідніше, захопленням урану метаміктизованими ділянками кристалів). Це зумовило значну дискордантність. Вік, розрахований

за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, варіюється від 3251 ± 16 до 2564 ± 53 млн років (табл. 1, 2). За верхнім перетином конкордії дискордією, при прив'язці нижнього перетину до теперішнього часу, був обчислений вік у 2896 ± 68 млн років (рис. 4). Середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік становить 2882 ± 54 млн років (рис. 5). Вірогідно, він відображає час формування плагіомігматиту.

Граніти біотитові порфіроподібні кропивницького (кіровоградського, за (Єсипчук та ін., 2004)) комплексу

Граніт порфіроподібний, проба 12534/4, гл. 50,8 м.

Граніт біотитовий порфіроподібний, сірий, масивний, слабо вивітрілий. Структура порфіроподібна з елементами мірмекітової, основної маси – гіпідіо-морфнозерниста, дрібно-середньозерниста. Порфіроподібні виділення складають 10–12 % об'єму породи, представлені кристалами калієвого польового шпату розмірами 5–10 мм (рис. 6).

Мінеральний склад породи (об. %): плагіоклаз – 35–40, калішпат – 31–36, кварц – 20–24, біотит – 12–15, мусковіт – до 1. Вторинні мінерали – серицит, мусковіт, кварц, хлорит, епідот. Акцесорні – апатит, циркон.

Плагіоклаз складає більшу частину основної маси породи, представлений олігоклазом. Нерівномірно серицитизований та пелітизований. Подекуди містить прості та полісинтетичні двійники. Розмір зерен сягає 0,2–3 мм. Проявляє ідіоморфізм по відношенню до калішпату основної маси. Присутній як пертити в порфіроподібних виділеннях калішпату.

Калішпат представлений мікрокліном, у порфіроподібних вкрапленнях інтенсивно пертитизований, містить рідкісні пойкилітові включення кварцу і біотиту, а також пертити плагіоклазу. Пертити точкові, струменисті. Досить часто порфіроподібні виділення калішпату являють собою прості двійники. Як у крупних, так і в дрібних зернах основної маси часто спостерігається типова мікроклінова ґратка. Подекуди по калішпату розвиваються одиничні зерна мусковіту. Весь калішпат частково пелітизований.

Біотит поширений в основній масі породи у вигляді лусок розміром від десятих часток міліметра до 1,8 мм. Плеохроює від світло-коричневого до темно-коричнево-бурого кольору. Поодинокі

луски хлоритизуються, одночасно відбувається опацифікація з виділенням пучків голочок рутилу.

Кварц світло-сірий, розподілений у породі досить нерівномірно, зазвичай утворює зерна різної форми і розміру (0,2–2,0 мм), а також невеликі видовжені скупчення. Згасання мозаїчне, в поодиноких зернах хвилясте.

Мусковіт розвивається у вигляді поодиноких лусок по всіх породотвірних мінералах.

Циркон утворює призматичні та коротко-призматичні кристали ($K_{\text{вид}}$ – від 1,2 до 2,0–2,5), зрідка трапляються видовжено-призматичні з $K_{\text{вид}}$ до 4–5. Огранення більшості кристалів просте, зумовлене комбінацією граней тупих біпірамід і граней однієї із призм призматичного поясу. В окремих кристалах у формування голівок задіяні грані гострих біпірамід. Кристалам у цілому притаманні заокруглені контури, насамперед голівки та ребра призматичного поясу. Поверхня граней рівна, блискуча, втім у багатьох шагренева.

Спостерігається широка кольорова гама: від блідо-коричневих, світло-коричневих напівпрозорих до сірувато-коричневих і коричневих непрозорих. Блиск скляний.

У полірованих зрізах більшість кристалів циркону характеризується тонкою «магматичною» зональністю (рис. 7 *a–d, i, j*). В деяких кристалах присутні релікти циркону порід субстрату (рис. 7 *e–h, k, l*). В поодиноких, зазвичай непрозорих кристалах центральні частини ізотропізовані (рис. 7 *b, c*).

Результати уран-свинцевого ізотопного датування кристалів циркону із граніту наведено в табл. 1 і на рис. 8. Дискордантність віку варіюється від 18,7 до -79,4 %, числові значення віку від 2331 ± 31 до 1875 ± 96 млн років. Утім, дискордантність менше ніж 3 % мають 10 із 15 датувань (див. табл. 1). Середнє зважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, розраховане для 13 дат, дискордантність яких менше 10 %, становить 2056 ± 22 млн років (рис. 9).

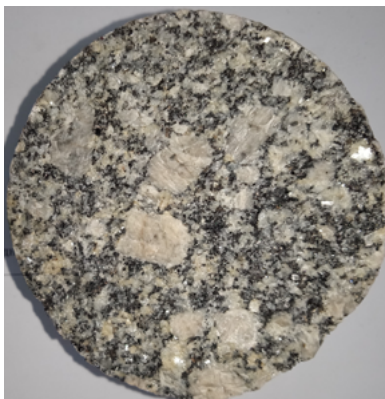


Рис. 6. Граніт порфіроподібний, проба 12534/4, діаметр керна становить 90 мм
Fig. 6. Porphyry granite, sample 12534/4, core diameter 90 mm

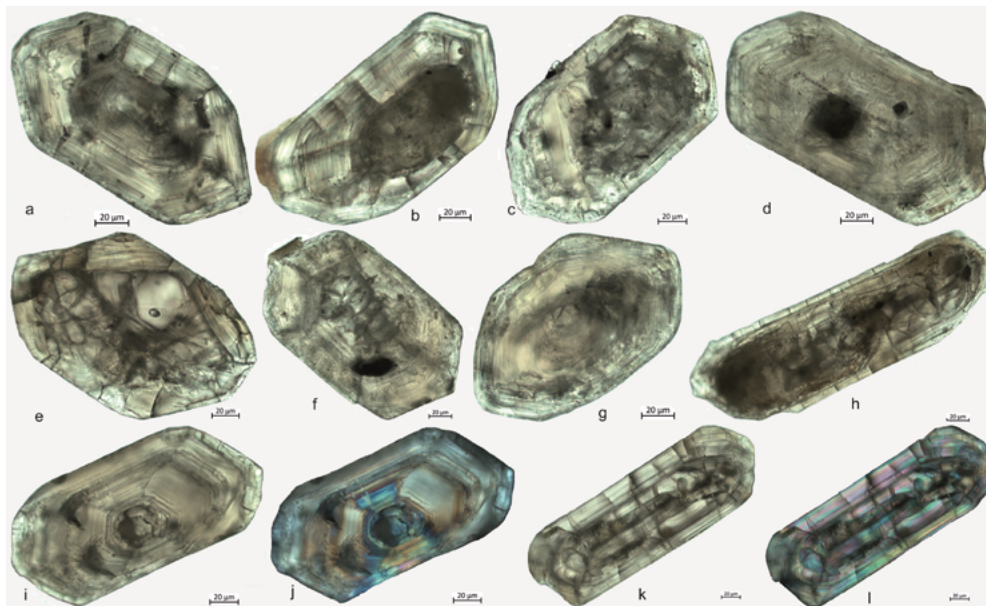


Рис. 7. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із порфіроподібного граніту, проба 12534/4 (родіонівський профіль, св. 12534, гл. 50,8 м), просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя (a–l, k) та з аналізатором (j, l)

Fig. 7. Microphotographs of polished sections of zircon crystals from porphyry granite, sample 12534/4 (Rodionivka profile, dh 12534, depth 50.8 m), transmitted polarisation microscope, with one (a–l, k) and two analysers (j, l)

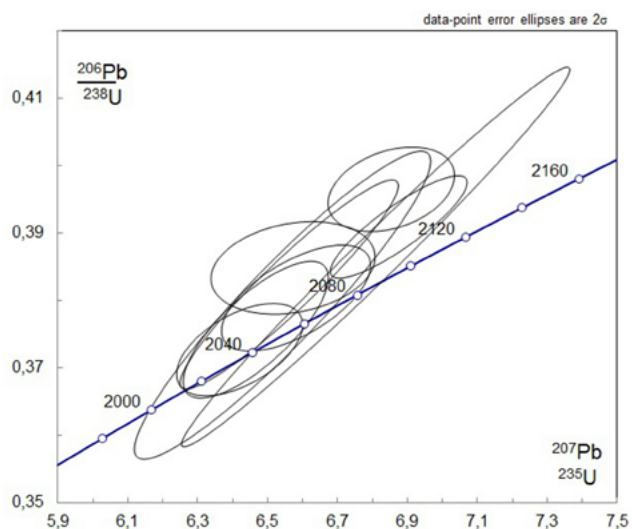


Рис. 8. Уран-свинцева діаграма з конкордією для циркону із порфіроподібного граніту, проба 12534/4

Fig. 8. U-Pb diagram with concordia for zircon from porphyry granite, sample 12534/4

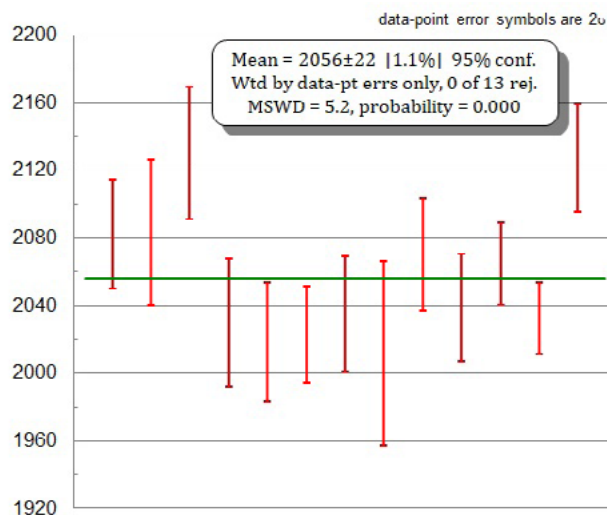


Рис. 9. Середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік для кристалів циркону із порфіроподібного граніту, проба 12534/4

Fig. 9. Weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for zircon from porphyry granite, sample 12534/4

Граніт біотитовий порфіроподібний, проба 12534-15, св. 12534, гл. 119,0 м. Структура порфіроподібна, основної маси – середньо-дрібнозерниста, алотріоморфнозерниста, антипертитова. Порфіроподібні виділення представлені калішпатом розміром 5–7 × 1,5–3 мм (рис. 10). Текстура масивна.

Мінеральний склад породи в межах шліфа (об. %): плагіоклаз – 44–50, калішпат – 11–16, кварц – 31–37, біотит – 4–7. Вторинні мінерали – серицит, мусковіт, епідот, хлорит. Акцесорні – апатит, циркон.

Плагіоклаз дрібно- та середньозернистий, представлений олігоклазом. Незначно та нерівномірно серицитизований, але досить інтенсивно пелітизований. Має антипертитову будову. Антипертити калішпату різною мірою видовжені, розташовуються субпаралельно один до одного, помірно одноманітні в кожному із зерен. У меншій частині зерен плагіоклазу антипертити поодинокі, близькі до овальної чи округлої форми. Деякі зерна плагіоклазу являють собою прості двійники, ще рідше трапляється слабо проявлене

полісинтетичне двійникування. Олігоклаз не має вираженого ідіоморфізму щодо інших породоутвірних мінералів. Дуже рідко по ньому розвивається вторинний мусковіт.

Калішпат, крім порфіровидних виділень, присутній також в основній масі породи, де розподіляється дещо нерівномірно, утворює як поодинокі дрібні та середніх розмірів зерна, так і видовжені скупчення дрібних кристалів. Найбільші зерна містять у малій кількості пойкилітові вклучення кварцу, а також пертити плагіоклазу. У дрібних зернах проявляється добре виражена мікроклінова ґратка. Даний мінерал менше пелітизований порівняно з плагіоклазом.

Кварц досить рівномірно розподілений у породі, утворює зерна різної форми та розміру, а також невеликі, дещо видовжені їх скупчення. Іноді містить подібні до пойкилітових вклучення калішпату. У менших зернах має мозаїчне зґасання, у найбільших – плямисто-хвилясте.

Біотит утворює переважно невеликі скупчення в основній масі породи, розмір лусок – від перших десятих часток міліметра до 1,2 мм. Плеохроює від світло-коричневого до темно-бурого кольору. До нього тяжіють дрібні кристали апатиту. Іноді біотит заміщується хлоритом, при цьому відбувається виділення голчастого рутилу. В поодиноких випадках по ньому розвивається мусковіт.

Серед кристалів циркону переважають світло-коричневі та коричневі, в підпорядкованій кількості (до 20 %) присутні коричнювато- та світло-рожеві. Блиск скляний. За видовженням кристали коротко-призматичні та призматичні ($K_{\text{вид}}$ – від 1,0 до 2,0, зрідка – до 2,5). Огранення кристалів переважно ґіацинтового типу, зумовлене комбінацією граней однієї, зрідка обох тупих біпірамід та однієї із граней призматичного поясу. Для більшості кристалів характерні заокруглені контури. Заокругленими є як голівки кристалів, так і ребра призматичного поясу.

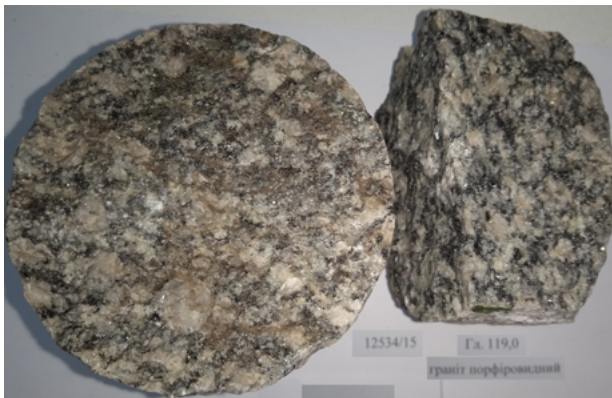


Рис. 10. Граніт порфіроподібний, проба 12534/15, діаметр зерна становить 90 мм

Fig. 10. Porphyry granite, sample 12534/15, core diameter 90 mm

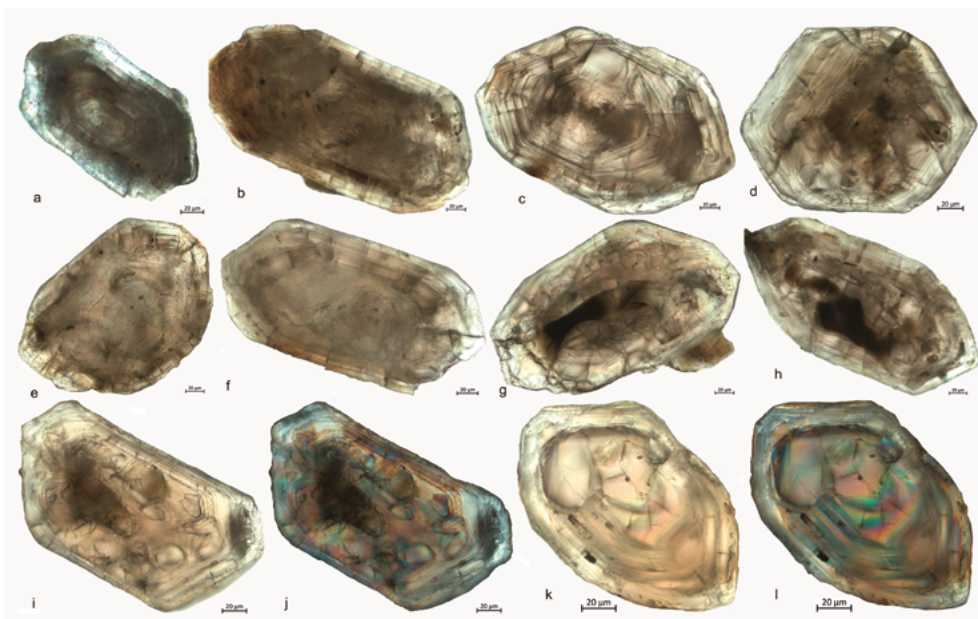


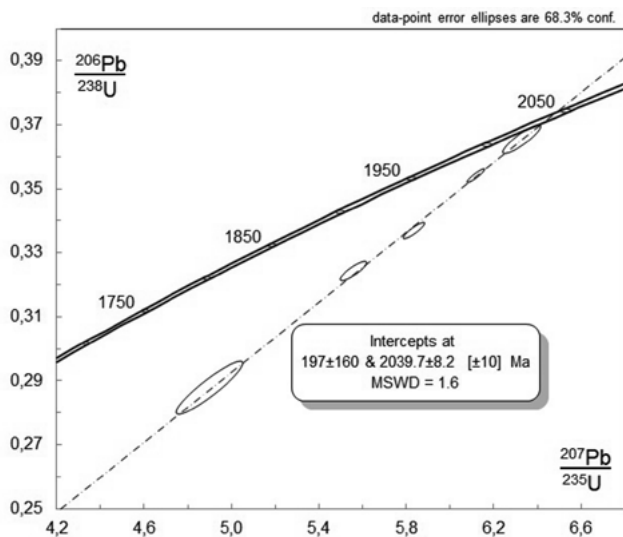
Рис. 11. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із порфіроподібного граніту, проба 12534/15, родіонівський профіль, св. 12534, гл. 119 м, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя (a–l, k) та у схрещених ніколях (j, l)

Fig. 11. Microphotographs of polished sections of zircon crystals from porphyry-like granite, sample 12534/15, Rodionivka profile, dh. 12534, depth 119 m, transmission polarising microscope, with one analyser (a–l, k) and in crossed analysers (j, l)

Таблиця 3. Результати датування (SIMS, Australian National University, Canberra) кристалів циркону із граніту порфіроподібного, проба 12534/15**Table 3.** Results of U-Pb dating (SIMS, Australian National University, Canberra) of zircon from porphyry granite, sample 12534/15

Spot #	Concentration, ppm				$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Isotope ratio measured			Isotope ratio calculated				ρ	Isotope age, Ma						D, %
	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}^*$	U	Th		$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(1)		(1)			(1)		(1)				
									$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2SE	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2SE	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	2SE	
1	242	77	870	942	1.12	2.1E-5	0.1246	0.315	5.56	0.7	0.32	0.6	0.86	1811	± 10	2019	± 6	1765	± 17	+12
2	988	496	3249	5405	1.72	4.6E-6	0.1254	0.497	6.12	0.4	0.35	0.4	0.92	1954	± 7	2033	± 3	1969	± 13	+4
3	532	82	1838	907	0.51	6.6E-6	0.1257	0.153	5.83	0.6	0.34	0.5	0.90	1872	± 8	2037	± 4	1951	± 33	+9
4	211	92	672	975	1.50	4.3E-5	0.1261	0.433	6.33	0.9	0.37	0.8	0.89	2008	± 14	2037	± 7	2024	± 23	+2
5	72	19	290	235	0.84	2.1E-4	0.1263	0.264	4.90	2.1	0.29	1.9	0.92	1631	± 27	2006	± 14	1714	± 40	+21

Примітки. Похибки вказані на рівні 1 σ ; Pb* – вимірний вміст відповідного ізотопу. (1) частка радіогенного ізотопу свинцю, скоригованого на вимірний ^{204}Pb . Rho – кореляція між $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ та $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D, % – дискордантність, розраховується за $100 \times (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
Notes. Errors are at 1 σ ; Pb* – indicates the measured amount of the respective isotope. (1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . Rho – correlation between $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D, % – discordance, calculated as $100 \times (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

**Рис. 12.** Уран-свинцева діаграма з конкордією для кристалів циркону із порфіроподібного граніту, проба 12534/15**Fig. 12.** U-Pb diagram with concordia for zircon from porphyry granite, sample 12534/15

Втім, грані добре розвинені, їх поверхня зазвичай шагренева, в окремих кристалах гладенька, блискуча. Кристали дрібні, основна маса циркону сконцентрована у фракції дрібнішій за 0,050 мм.

У полірованих зрізах більшість кристалів полізональні (тонкозональні, характерні для магматичних порід (рис. 11 a–d)), всередині окремих кристалів виявляються ядра (рис. 11 g–l), які сильно тектонізовані, розбиті численними тріщинками та заліковані цирконом, синпетрогенним граніту. В багатьох кристалах центральні частини азональні (рис. 11 e, f), а зовнішні їх ділянки мають виразну полізональну структуру.

Наявність сильно тектонізованих ядер циркону дозволяє припустити, що материнська порода перед плавленням (утворенням гранітного розплаву) зазнала інтенсивної деформації.

Аналітичні результати датування полізональних кристалів циркону методом SIMS наведено в табл. 3. На діаграмі з конкордією (рис. 12) лінія регресії, розрахована за аналітичними даними, поданими в табл. 3, перетинає конкордію, що відповідає віку $2039,7 \pm 8,2$ млн років. Це добре узгоджується з віковим інтервалом формування гранітів кропивницького комплексу.

Плагіогнейси родіонівської світи

Плагіогнейс амфібол-біотитовий, проба 12537/2, св. 12537, гл. 31,5 м. Порода темно-сіра, дрібнозерниста, текстура слабо проявлена, смугаста (рис. 13), на поверхні спостерігаються дрібні плями з червонуватим відтінком. Під мікроскопом проявляється смугастий розподіл темноколірних мінералів, зі смугами збагаченими: 1) біотитом і незмінним ортитом; 2) біотитом, амфіболом і слабо заміненим ортитом; 3) амфіболом і зміненим ортитом. Між смугами немає чітко виражених контактів. Мікροструктура породи нематолепідогранобластова. Мінеральний склад (об. %): плагіоклаз – 50–56, кварц – 38–43, біотит – 4–6, ортит – 1, амфібол – менше ніж 1, хлорит, серицит, цоїзит. Акцесорні – апатит, циркон.

Плагіоклаз представлений олігоклазом, розмір зерен сягає 0,2–0,8 мм. Нерівномірно заміщується серицитом. Подекуди присутні полісинтетичні двійники та проявляється досконала спайність. Є тенденція до того, що у смугах,



Рис. 13. Плагіогнейс амфібол-біотитовий, проба 12537/2, діаметр керна становить 90 мм

Fig. 13. Amphibole-biotite plagiogneiss, sample 12537/2, core diameter 90 mm

збагачених на амфібол, двійники стають більш чіткими та в них збільшується кількість зерен з вираженою досконалою спайністю.

Кварц досить рівномірно розподілений у породі, проте простежується незначне зниження його кількості поблизу амфіболів. Утворює найкрупніші зерна в даній породі, їх розмір загалом варіюється від 0,1 до 1,2 мм. Згасання мінералу мозаїчне, іноді блокове.

Біотит дещо нерівномірно розподілений у породі. Формує окремі луски розміром до 0,8–1,0 мм. Плеохроює від світло- до бурувато-коричневого кольору. Містить рідкісні плеохроїчні дворики. Місцями заміщується блідо-зеленим хлоритом з аномальними темно-сіро-чорними, інколи темно-сіро-коричневими кольорами інтерференції.

Амфібол представлений роговою обманкою, що утворює окремі видовжені зерна неправильно-таблицької форми. Плеохроює від жовтувато-світло-зеленого або світло-коричнювато-зеленого до зеленого та бурувато-зеленого кольору. Деякі зерна мають нерівномірне забарвлення. В поодиноких випадках на краях її зерен кристалізуються радіально-променеві агрегати амфіболу актиноліт-тремолітового ряду. Присутні також поодинокі зерна синювато-зеленого натрієвого амфіболу, що асоціюють, як правило, з біотитом.

Ортит переважно утворює ксеноморфні зерна неправильної форми. Досить рівномірно розподілений у породі. Заміщується непрозорою буро-червоною речовиною, особливо зміненими є зерна, що асоціюють з амфіболом.

Циркон спостерігається у широкій гамі відносно дрібних (переважна більшість до 0,040 мм, зрідка – понад 0,1 мм) кристалів за кольором, видовженням та ограненням. За кольором переважають світло-коричневі та коричневі напівпрозорі, в підпорядкованій кількості наявні світло-рожеві прозорі кристали. За видовженням присутні призматичні з $K_{\text{вид}} 1,5-2,5$, видовжено-призматичні з $K_{\text{вид}} 2,5-3$ та як поодинокі списоподібні з $K_{\text{вид}}$ до 5. Огранення більшості кристалів обумовлено комбінацією граней обох призм і граней декількох біпірамід, у тому числі гострих. Як поодинокі трапляються кристали цирконового та гіацинтового типів. При цьому в більшості кристалів контури (ребра та голівки) дещо заокруглені, поверхня граней шагренева до дрібноямчастої.

У полірованих зрізах для більшості кристалів характерна тонка «магматична» зональність (рис. 14 *a-c, f-i*), в центральних частинах деяких кристалів відмічаються азональні ділянки (ядра) (рис. 14 *e, i*). Оболонки (оболонка 1), що наростають на зональний циркон, азональні (рис. 14 *b, f, g*). Можна припустити, що між кристалізацією тонкозонального циркону й азональної оболонки 1 існувала перерва, про що можуть свідчити кристали (рис. 14 *a, c*).

Оболонки 2 малопотужні, присутні не на всіх кристалах і найчастіше розвиваються на голівках кристалів (рис. 14 *a, b, d, f-i*).

Аналітичні результати ізотопного датування кристалів циркону із амфібол-біотитового плагіогнейсу наведено в табл. 1 (проба 12537/2) та на рис. 15.

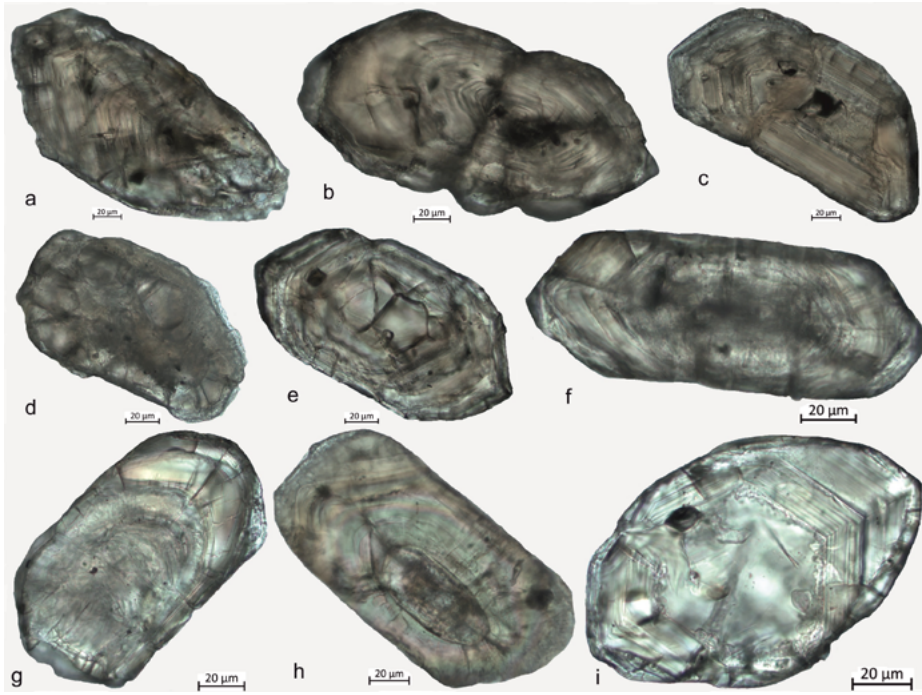


Рис. 14. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із амфібол-біотитового плагіогнейсу, проба 12537/2, родіонівський профіль, св. 12537, гл. 31,5 м, просвічуючий поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя

Fig. 14. Microphotographs of polished sections of zircon crystals from amphibole-biotite plagiogneiss, sample 12537/2, Rodionivka profile, Dh. 12537, depth 31.5 m, transmission polarizing microscope, at one analyser

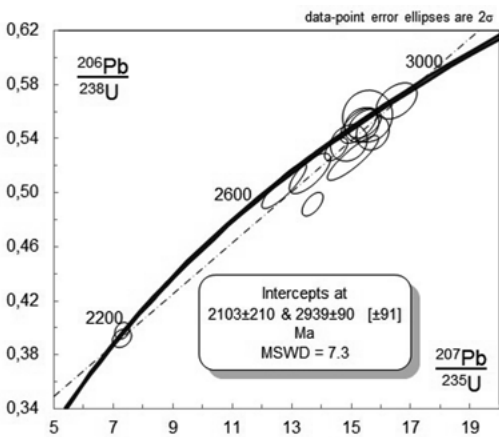


Рис. 15. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кристалів циркону із амфібол-біотитового плагіогнейсу, проба 12537/2

Fig. 15. U-Pb diagram with concordia for zircon from amphibole-biotite plagiogneiss, sample 12537/2

Як впливає з табл. 1 та видно на рис. 15, в амфібол-біотитовому плагіогнейсі (проба 12537/2) родіонівського профілю присутні як давні мезоархейські кристали циркону (вік від 2910 до 2547 млн років), так і значно молодші (два кристали віком 2145 і 2158 млн років) палеопротерозойські (вік за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), вірогідно, накладені в результаті процесів метаморфізму та гранітоутворення.

Ізотопний склад гафнію

Ізотопний склад гафнію визначено в кристалах циркону з двох проб: проба 22/15 – плагіомігматит; проба 12534/4 – граніт порфіроподібний. Початкові значення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ та ϵHf вираховували для віку у 2,9 млрд років для першої проби та 2,05 млрд років – для другої. Результати визначення ізотопного складу гафнію подано на рис. 16 та в табл. 4.

Циркон з проби 22/15 утворює дві групи кристалів, що чітко розрізняються за ізотопним складом гафнію. Кристали першої групи мають ювенільний ізотопний склад: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,280884 \pm 0,000005$ та $\epsilon\text{Hf} = 0,4 \pm 0,3$. Гафній в кристалах другої групи менш радіогенний: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,280779 \pm 0,000018$ та $\epsilon\text{Hf} = -3,4 \pm 0,6$. Кристали циркону з проби 12534/4 значно варіюються за ізотопним складом гафнію: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ від 0,281164 до 0,281310 (середньозважене $0,281242 \pm 0,000022$), ϵHf від -5,7 до -10,9 (середньозважене $-8,3 \pm 0,4$). Модельні віки за моделлю кислої кори для кристалів першої групи з плагіомігматиту становлять близько 3300 млн років, для кристалів другої групи – майже 3500 млн років, а для цирконів з порфіроподібного граніту – близько 3000 млн років.

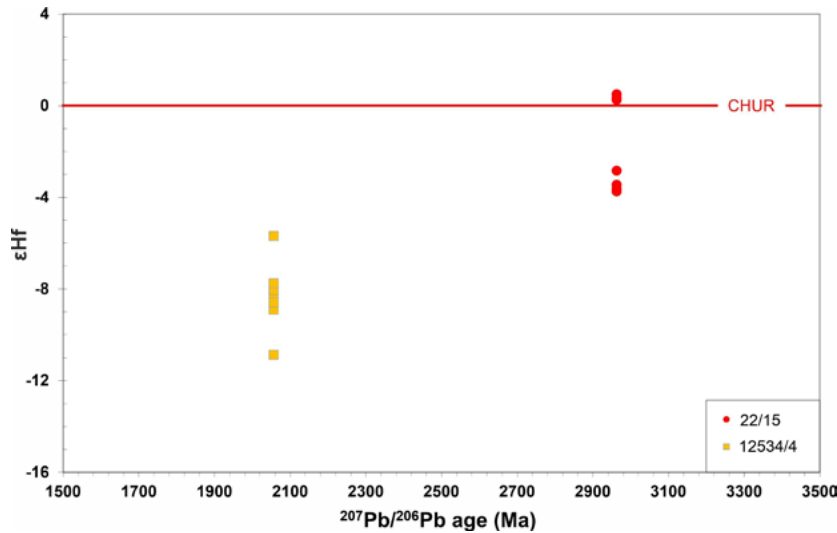


Рис. 16. Ізотопний склад гафнію в цирконах з плагіомігматиту (проба 22/15) та порфіровидних гранітів (проба 12534/4)

Fig. 16. Hf isotopic composition in zircon from plagiomigmatite (sample 22/15) and porphyry granite (sample 12534/4)

Таблиця 4. Ізотопний склад гафнію в цирконах із кристалічних порід Інгульського району

Table 4. Hafnium isotopic composition in zircon from crystalline rocks of the Ingul region

Spot #	Isotope ratios							Model ages, Ma		
	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SE}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_T$	$\pm \text{SE}$	ϵHf_T	$\pm 2\text{SE}$	Felsic crust	Mafic crust
Sample 22/15, plagiomigmatite										
1	0.280826	0.000999	0.000043	0.028057	0.280769	0.000009	-3.7	0.7	3520	3925
2	0.280929	0.000803	0.000020	0.026000	0.280883	0.000009	0.3	0.7	3306	3555
3	0.280948	0.001055	0.000012	0.032763	0.280888	0.000008	0.5	0.6	3297	3541
4	0.280808	0.000548	0.000013	0.014379	0.280777	0.000008	-3.4	0.6	3505	3898
5	0.280840	0.000812	0.000030	0.024852	0.280794	0.000008	-2.8	0.6	3473	3843
6	0.280894	0.000226	0.000002	0.006291	0.280881	0.000008	0.3	0.6	3311	3563
7	0.280839	0.001173	0.000008	0.033759	0.280772	0.000009	-3.6	0.7	3514	3914
Sample 12534/4, porphyry granite										
1	0.281311	0.001659	0.000020	0.050963	0.281246	0.000008	-8.0	0.6	2994	3669
2	0.281201	0.000931	0.000025	0.028573	0.281164	0.000018	-10.9	1.3	3145	3928
3	0.281287	0.001162	0.000042	0.035168	0.281242	0.000010	-8.1	0.7	3001	3681
4	0.281278	0.001034	0.000006	0.033206	0.281237	0.000009	-8.3	0.7	3009	3696
5	0.281297	0.001370	0.000037	0.039934	0.281244	0.000010	-8.0	0.7	2998	3676
6	0.281326	0.001888	0.000030	0.062668	0.281252	0.000009	-7.7	0.7	2982	3650
7	0.281392	0.002084	0.000045	0.061884	0.281310	0.000010	-5.7	0.7	2874	3465
8	0.281276	0.001439	0.000033	0.045590	0.281220	0.000008	-8.9	0.6	3042	3752
9	0.281274	0.001174	0.000017	0.040189	0.281229	0.000007	-8.6	0.5	3026	3724

Обговорення результатів

За результатами уран-свинцевого ізотопного датування кристалів циркону із гранітоїдів і метаморфічних порід (гнейсів), поширених в Інгульському районі Українського щита, з'ясовано, що практично всі породи, в тому числі плагіомігматити інгулецького комплексу, містять палеопротерозойські кристали (генерації кристалів) цього мінералу, формування яких, вочевидь, обумовлене процесами метаморфізму та гранітоутворення кривиницького (кіровоградського, за (Єсипчук

та ін., 2004)) етапу. Порфіроподібні граніти, розкриті свердловинами родіонівського профілю, сформувалися в палеопротерозої (2060–2040 млн років тому) внаслідок плавлення архейської корової речовини. Їх вік збігається з віковим інтервалом формування гранітоїдів кривиницького комплексу (Щербак Д.Н. і др., 1995; Щербак Н.П. і др., 2008; Шумлянський, Петренко, 2015; Баран та ін., 2024; Степанюк та ін., 2024), хоча за ізотопними характеристиками вони різко відрізняються (усні повідомлення авторів).

Кристали циркону з плагіомігатитів мають архейський вік близько 2900 млн років. При цьому деякі з кристалів значно давніші, що, вочевидь, вказує на їх детритове або успадковане походження. Про гетерогенність популяції циркону в цій породі свідчить і значна варіабільність ізотопного складу гафнію – деякі кристали мають мантийні ізотопні характеристики, а деякі засвідчують походження з більш давніх корових порід.

Амфібол-біотитові плагіогнейси спасівської світи (родіонівського профілю) головним чином містять кристали давнього архейського віку. Із проаналізованих 15 кристалів вік 13 із них є давнішим за 2,5 млрд років. При цьому практично всі кристали розташовуються на дискордії, яка проходить через дві події – віком 2939 ± 90 млн років та 2103 ± 210 млн років (див. рис. 15). Давніша подія відповідає часу утворення породи та близька, наприклад, до часу утворення ендербітів ташлицького комплексу (Пономаренко та ін., 2021), тоді як молодша припадає на час палеопротерозойського метаморфізму амфіболітової фації та гранітоутворення кропивницького (кіровоградського) етапу. Таким чином, час початкової кристалізації протоліту сучасних амфібол-біотитових плагіогнейсів спасівської світи становить близько 2,9 млрд років.

Він також відповідає часу утворення розповсюджених у районі плагіомігатитів та ендербітів, а також раніше отриманим даним для цирконів з порід інгуло-інгулецької серії (Белєвцев та ін., 1971; Щербак Д.Н. и др., 1995; Артеменко и др., 2019).

Висновки

1. Породи, що складають породну асоціацію Інгульського району, в тому числі фундаменту – плагіомігатити та гнейси інгулецького комплексу, зазнали структурно-метаморфічних перетворень в палеопротерозої (кропивницький етап).
2. Порфіроподібні граніти, що розвиваються по породах спасівської світи, сформувалися у палеопротерозої (2060–2040 млн років тому) впродовж кропивницького етапу. Отримані відомості про ізотопний склад гафнію в цирконах підтверджують можливість розвитку порфіроподібних гранітів по породах спасівської світи.
3. Гнейси та плагіомігатити містять переважно кристали циркону, сформовані в археї. Ці дані разом з отриманими раніше результатами інших авторів вказують на мезо-неоархейський, а не палеопротерозойський вік інгуло-інгулецької серії.

У геологічній будові Інгульського мегаблоку найбільш поширеними є супракрустальні утворення інгуло-інгулецької серії, по яких розвиваються гранітоїди кропивницького (кіровоградського) та новоукраїнського комплексів. У його східній частині присутні архейські породи аульської та конкської серій, по яких розвиваються плагіогранітоїди, виокремлені в інгулецький мезоархейський комплекс.

Методами оптичної мікроскопії вивчено анатомію кристалів циркону із плагіомігатиту інгулецького комплексу, плагіогнейсу спасівської світи інгуло-інгулецької серії та порфіроподібних гранітів кропивницького (кіровоградського) комплексу. Виконано їх датування уран-свинцевим ізотопним (LA-ICP-MS та SIMS) методом, а також визначено ізотопний склад гафнію в кристалах циркону із плагіомігатиту та порфіроподібного граніту. Вік кристалів циркону із плагіомігатиту, розрахований за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, варіюється від 3251 ± 16 млн років до 2564 ± 53 млн років. Плагіогнейс спасівської світи головним чином містить кристали циркону архейського віку. Із проаналізованих 15 кристалів вік 13 із них є давнішим за 2,5 млрд років. При цьому практично всі кристали розташовуються на дискордії, яка проходить через дві події – віком 2939 ± 90 млн років та 2103 ± 210 млн років. Порфіроподібні граніти, що розвиваються по породах спасівської світи, сформувалися у палеопротерозої (2060–2040 млн років тому) впродовж кропивницького (кіровоградського) етапу за рахунок давньої корової речовини. Про це свідчать численні різномірні релікти (ядра) циркону порід субстрату та ізотопний склад гафнію (ϵHf від $-5,7$ до $-10,9$, модельний вік за моделлю кислоти – близько 3000 млн років).

Список літератури

- Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Хоффманн А., Беккер А.Ю. Возраст пород области сноса для кварцитов родионской свиты ингуло-ингулецкой серии (Желтянский участок Правобережного района). *Доп. НАН України*. 2019. № 12. С. 65–74.
- Баран А.М., Висоцький О.Б., Довбуш Т.І., Ковтун О.В., Степанюк Л.М., Яськевич Т.Б. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом гранітоїдів Кропивницького масиву, на прикладі кар'єра с. Суботці (Інгульський мегаблок Українського щита). *Геохімія та рудоутворення*. 2024. Вип. 45. С. 54–63. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054>
- Белєвцев Я.М., Рудницький П.М., Сухинін О.М., Єгоров Ю.П., Олейник О.А. Про стратиграфію та структуру центральної частини Українського щита. *Геол. журн.* 1971. Т. 31, № 2 (137). С. 114–128.
- Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Дьюйм Б. Генезис та вік циркону із кварциту «латівського» горизонту криворізької серії Українського щита. *Мінерал. журн.* 2011. Т. 33, № 1. С. 30–40.
- Державна геологічна карта України. М-6 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). Київ: УкрДГРІ, 2001.
- Державна геологічна карта України. М-6 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг). КП «Південукргеологія». Криворізька КГП. Київ, 2002.

- Державна геологічна карта України. М-6 1:200 000. Центрально-українська серія. Аркуш L-36-II (Вознесенськ). Київ, 2004.
- Єсипчук 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. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
- Пономаренко О.М., Лісна І.М., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Мінеєва В.М., Заяць О.В., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. До питання про вік чарнокітоїдів ташлицького комплексу (Інгульський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2021. Т. 43, № 3 С. 73–84. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.000/>
- Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Сергеев С.А. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури. *Мінерал. журн.* 2011а. Т. 33, № 3. С. 69–76.
- Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури. *Мінерал. журн.* 2011б. Т. 33, № 4. С. 80–90.
- Степанюк Л.М., Висоцький О.Б., Баран А.М., Ковтун О.В., Довбуш Т.І., Коваленко Н.О., Котвіцька І.М. Ізотопна геохронологія гранітоїдів кропивницького комплексу, на прикладі Лозуватського кар'єра. *Геохімія та рудоутворення*. 2024. Вип. 45. С. 44–53. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.044>
- Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Хоффманн А., Хоффман М., Ковалик А., Беккер А. Про мезо-архейський вік кластогенного циркону із метатеригенних утворень скелюватської та саксаганської світи Криворізької структури (за даними U–Pb датування). *Мінерал. журн.* 2020. Т. 42, № 2. С. 46–62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046>
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Щербак Н.П., Єсипчук К.Е., Берзенин Б.З., Глеваський Є.Б., Дранник А.С., Пийяр Ю.К., Скаржинская Т.А., Соловицкий В.Н., Этингоф И.М., Клочков В.М., Решетняк В.В. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.
- Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 1. С. 74–88.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008. 239 с.
- Щербачов І.Б. Петрологія Українського щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Шумлянський Л.В., Петренко О.В. Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита. *Геол.-мін. вісн. Криворізького нац. ун-ту*. 2015. № 1 (33). С. 80–87.
- Artemenko H., Shumlyansky L., Chew D., Drakou F., Dhuime B., Moreira H. and 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. Vol. 14. P. 254. <https://doi.org/10.3390/geosciences14100254>
- Bouvier A., Vervoort J.D. and 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. Vol. 273. P. 48–57.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. P. 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Marsh J.H., Jørgensen T.R.C., Petrus J.A., Hamilton M.A. and 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. <https://goldschmidtabstracts.info/2019/2161>
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J. and Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 2011. Vol. 26. P. 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Pointon M.A., Chew D.M., Ovtcharova M., Sevastopulo G.D. and Crowley O.G. New high-precision U–Pb dates from western European Carboniferous tuffs; implications for time scale calibration, the periodicity of late Carboniferous cycles and stratigraphical correlation. *J. Geol. Soc. London*. 2012. Vol. 169. P. 713–721. <https://doi.org/10.1144/jgs2011-092>
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S., Morris G.A., Nasdala L. and Norberg N. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Söderlund U., Patchett J.P., 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. Vol. 219. P. 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)
- Stern R.A., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A.H. and Corfu F. Measurement of SIMS Instrumental Mass Fractionation of Pb Isotopes During Zircon Dating. *Geostand. Geoanal. Res.* 2009. Vol. 33. P. 145–168. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x>
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. 1995. Vol. 19. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Review in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

References

- Artemenko H., Shumlyansky L., Chew D., Drakou F., Dhuime B., Moreira H. and 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>
- Artemenko G.V., Shumlyansky L.V., Hoffmann A. and Bekker A. Yu. 2019. Age of the source rocks for quartzite of the Rodionivka Suite of the Inhul-Inhulets Series (Zhovte area of the Pravoberezhnyi region). *Reports of the National Academy of Sciences*, 12, 65–74 (in Russian).
- Baran A.M., Vysotskyi O.B., Dovbush T.I., Kovtun O.V., Stepanyuk L.M. and Yasykevych T.B. 2024. The uranium-lead monazite isotopic age of granitoids of the Kirovohrad massif, on the example of the Subottsi village open pit (Inhul domain of the Ukrainian Shield). *Geochem. and Ore Formation*, 45, 54–62. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054> (in Ukrainian).
- Belevtsev Ya.M., Rudnytskyi P.M., Sukhynin O.M., Yehorov Yu.P. and Oleynik O.A. 1971. On the stratigraphy and structure of the central part of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 31, 2 (137), 114–128 (in Ukrainian).
- Bobrov O.B., Stepanyuk L.M., Paranko I.S., Ponomarenko O.M., Shumlyansky L.V. and Dhuime B. 2011. Genesis and Age of Zircon from “Lativka” Horizon of Kryvyi Rig Series of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 33, 1, 30–40 (in Ukrainian).
- Bouvier A., Vervoort J.D. and 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, 48–57.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, 211, 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>

- Marsh J.H., Jørgensen T.R.C., Petrus J.A., Hamilton M.A. and 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 2019. P. 2161. <https://goldschmidtabstracts.info/2019/2161>
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J. and Hergt J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.*, 26, 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Pointon M.A., Chew D.M., Ovtcharova M., Sevastopulo G.D. and Crowley O.G. 2012. New high-precision U–Pb dates from western European Carboniferous tuffs; implications for time scale calibration, the periodicity of late Carboniferous cycles and stratigraphical correlation. *J. Geol. Soc. London*, 169, 713–721. <https://doi.org/10.1144/jgs2011-092>
- Ponomarenko O.M., Lisna I.M., Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V., Mineeva V.M., Zayats O.V., Syomka L.V., Hulko V.V. and Kovalenko O.O. 2021. On the Age of the Charnockitoids of the Tashlyk Complex of the Inhul Region of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 43, 3, 73–84. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.073> (in Ukrainian).
- Precambrian stratigraphic sections of the Ukrainian Shield. Shcherbak N.P., Eshchuk K.Yu., Berzenin B.Z., Glevassky E.B., Drannik A.S., Piyar Yu.K., Skarzhinskaya T.A., Solovitsky V.N., Etingov I.M., Klochkov V.M. and Reshetnyak V.V. 1985. Kyiv: Naukova Dumka. (in Russian).
- Shcherbak D.N., Ponomarenko A.N. and Makarenko I.D. 1995. Geochronology of granitoids of the Ingul-Ingulets megablock of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and Ore Formation*, 21, 74–88 (in Russian).
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N. and Shumlyansky L.V. 2008. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic. Kyiv: Naukova Dumka. (in Russian).
- Shcherbakov I.B. 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. Lviv: ZUKTS press. (in Russian).
- Shumlyansky L.V., Petrenko O.V. 2015. Palaeoproterozoic granitoid magmatism of the Ingul terrain, Ukrainian Shield/ *Geology and Mineralogy Bulletin of Kryvyi Rih National University*, 1 (33), 80–87 (in Ukrainian).
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S., Morris G.A., Nasdala L. and Norberg N. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, 249, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Söderlund U., Patchett J.P., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219, 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3)
- State geological map of Ukraine. Scale 1:200,000. Central Ukrainian series. Sheet M-36-XXII (Novoukrainka). 2001. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- State geological map of Ukraine. Scale 1:200,000. Central Ukrainian series. Sheet M-36-XXXIV (Zhovti Vody), L-36-IV. (Kryvyi Rih). 2002. Kyiv (in Ukrainian).
- State geological map of Ukraine. Scale 1:200,000. Central Ukrainian series. Sheet L-36-II (Voznesensk). 2004. Kyiv (in Ukrainian).
- Stepanyuk L.M., Bobrov O.B., Paranko I.S., Ponomarenko O.M., Sergeev S.A. 2011a. Genesis and age of zircon from amphibolite of the Novokryvorizhskaya stele of the Kryvorizhskaya structure. *Mineralogical Journal*, 33, 3, 69–76 (in Ukrainian).
- Stepanyuk L.M., Paranko I.S., Ponomarenko O.M., Dovbush T.I., Vysotskyi O.B. 2011b. Uranium-lead age of clastogenic monazite from metasandstone of the Skelyuvatskaya suite of the Kryvyi Rih structure. *Mineralogical Journal*, 33, 4, 80–90 (in Ukrainian).
- Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V., Hoffmann A., Hormann M., Kovalick A. and Bekker A. 2020. On the Mesoarchean Age of Detrital Zircons From Meta-Terrigenous Rocks of the Skelyuvatka and Saksagan Suites of the Kryvyi Rih Structure, According to the Results of U-Pb Dating. *Mineralogical Journal*, 42, 2, 46–62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046> (in Ukrainian).
- Stepanyuk L.M., Vysotskyi O.B., Baran A.M., Kovtun O.V., Dovbush T.I., Kovalenko N.O. and Kotvitska I.M. 2024. Isotopic geochronology of granitoids of the Kirovograd complex, using the Lozuvat quarry as an example. *Geochem. and Ore Formation*, 45, 44–53. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.045> (in Ukrainian).
- Stern R.A., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A.H. and Corfu F. 2009. Measurement of SIMS Instrumental Mass Fractionation of Pb Isotopes During Zircon Dating. *Geostand. Geoanal. Res.*, 33, 145–168. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x>
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Review in Economic Geology*, 7, 1–35.
- Yesypchuk K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M., Shcherbak M.P., Glevassky Ye.B., Skobelev V.M., Drannik A.S. and Heichenko M.V. 2004. Correlation chronostratigraphic chart of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Explanatory note. Kyiv: UkrDGRI. (in Ukrainian).