

УДК. 550.93

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.7>

**ВІК ТА ПЕРВИННА ПРИРОДА ПЛАГІОГЕЙСУ КСЕНОЛІТУ В  
ГРАНІТАХ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ**

***Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Висоцький О. В.,  
Павлов Г. Г., Довбуш Т. І.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ,  
Україна, [kovtun85@ukr.net](mailto:kovtun85@ukr.net)

**THE AGE AND PRIMARY NATURE OF XENOLITH PLAGIOGEISS IN  
GRANITES OF THE NOVOKRAINSKY MASSIF**

***Kovtun O. V., Stepanyuk L. M., Shumlyansky L. V., Vysotskyi O. B.,  
Pavlov H. H., Dovbush T. I.***

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of  
Ukraine, Kyiv, Ukraine, [kovtun85@ukr.net](mailto:kovtun85@ukr.net)

The anatomy of accessory zircon crystals from the biopyroxene plagiogneiss xenolith in the trachytoid granite of the Novoukrainsky Massif was studied using optical microscopy methods. most likely of the Kamian-Kostovac unit and the results of dating of accessory zircon crystals and multigrain measurements of accessory monazite crystals by the TIMS method. Zircon crystals are complex, represented by heterogeneous cores, usually with strongly rounded contours, characteristic of clastogenic crystals on which thin shells of younger zircon grow. The age of the central areas of zircon crystals was determined by the LA ICP MS method - 2068±22 million years. The time of monazite crystallization (2017.2±2.1 million years ago) is somewhat younger than the age of monazites from the granites of the Novoukrainsky massif.

**Вступ.** В геологічній будові Інгульського мегаблоку переважний розвиток мають гранітоїди, що розвиваються по суперкрустальних утворень палеопротерозою, які представлені інгуло-інгулецькою серією. Породи серії поширені в синклінальних структурах, в обрамленні масивів гранітоїдів, як останці гнейси часто трапляються серед гранітоїдів. Так в обрамленні Новоукраїнського масиву закартовані суперкрустальні породи кам'яно-костовацької та роцахівської світ [2]. Тут кам'яно-костовацька світ складена піроксен-біотитовими, піроксен-гранат-біотитовими, амфібол-піроксен-біотитовими плагіогнейсами і кристалосланцями з підлеглими прошарками гнейсів гранат-, графіт-біотитових, а роцахівська – переважно гранат-біотитовими і гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами з поодинокими прошарками гнейсів діопсидових, гіперстенових і двопіроксенових [3].

**Мета роботи.** За результатами оптико-мінералогічного вивчення анатомії кристалів циркону з'ясувати первинну природу плагіогнейсу та визначити нижню вікову межу (вік ядер кристалів циркону) та верхню (час кристалізації монациту) формування плагіогнейсу.

**Об'єкти та методи дослідження.** В даному повідомленні наводяться результати оптико-мікроскопічного вивчення внутрішньої будови кристалів циркону та уран-свинцевого ізотопного датування кристалів акцесорного циркону методом LA ICP MS та мультизернових наважок кристалів акцесорного монациту (метод TIMS) із двопіроксенового плагіогнейсу (проба Вр-1).

Плагіогнейс (проба Вр-1) вірогідно складає ксеноліт<sup>1</sup> серед трахітоїдних гранітів Новоукраїнського масиву. Граніти і плагіогнейс відслонені в правому борту балки (права притока р. Кам'яна Костовата), вище дамби, с. Вороніно.

Внутрішню будову кристалів циркону вивчали у штучних препаратах методом катодолюмінесценції та в прохідному світлі під бінокелем і поляризаційним мікроскопом, а просторовий зв'язок з породоутворюючими мінералами – в прозорих шліфах під поляризаційним мікроскопом.

Вік цирконів визначався 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. Абляція проводилася за допомогою системи *Resonetics RESolution M-50A-LR*, яка включає лазер *COMPEX 102-193 nm*. Ізотопний склад урану та свинцю визначався за допомогою квадрупольного інструменту *Agilent 7700s* у плазмі високочистого аргону.

Вік монациту визначали у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України за результатами уран-свинцевого ізотопного датування методом TIMS за мультизерновими наважками кристалів. Методика хімічної підготовки, за якою готувалися зразки монацитів для мас-спектрометричного аналізу, описана в роботі Krough [6]. Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використали змішаний  $^{235}\text{U}+^{206}\text{Pb}$  трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat і ISOPLOT [7, 8]. Похибки визначення віку наведені при  $2\sigma$ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використовувався стандарт циркону ІГМР-1 [1].

**Плагіогнейс двопіроксеновий** (проба Вр-1) калішпатизований. Порода середньозерниста з переважаючим розміром зерен 1-3 мм (деякі зерна досягають 5 мм за видовженням). Структура за співвідношеннями між породоутворювальними мінералами - алотріоморфнозерниста, коли обмеження (контури) зерен створюють вичурні форми, взаємопроникливі між собою, що визвано процесами кристалізації та гранулобластезу, що накладені на первинну порфіроподібну структуру, елементи якої спостерігаються на окремих ділянках шліфа.

**Мінеральний склад** породи (об'ємні %): плагіоклаз – 48, мікроклін – 30, кварц – 20, темноколірні (клінопіроксен, ортопіроксен, біотит) – до 2. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом та монацитом. Присутні рудні мінерали. Вторинні – селадоніт по піроксену, біотит по ортопіроксену та рудному мінералу, серицит по плагіоклазу.

**Циркон** – різко переважають (до 95%) еліпсоподібні та ізометричні кристали з заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею. В підпорядкованій кількості (біля 5%) присутні коротко-призматичні та призматичні кристали в яких як і в ізометричних контури сильно заокруглені. Як

<sup>1</sup> У відслоненні розкритим є лише один контакт між трахітоїдними гранітами і плагіогнейсами.

поодинокі трапляються видовжено-призматичні світло-рожеві. За формою (округлі та еліпсоподібні зерна) схожі до «гранутітового» циркону, але ті водяно-прозорі світлі та мають сильний алмазний блиск, а ці напів-прозорі, можливо через озалізнення та/чи оболонки. Кристали досить дрібні, більше 80% зконцентрована у фракції <0,050 мм. За кольором – рожево-жовті, бурувато-жовті. Дрібніші кристали – світло-рожеві.

В полірованих зрізах в багатьох кристалах, насамперед у бурувато-жовтих, виявляються ядра, за звичай розбиті тріщинками, на які нарастають відносно тонкі оболонки (рис. 1). В цілому можна виділити дві генерації циркону. Циркон першої генерації представлений різнорідними ядрами з сильно заокругленими контурами, характерними кластогенним кристалам. Циркон другої генерації утворює, за звичай незначні наростання на цирконі першої генерації, при цьому в багатьох кристалах такі наростання практично відсутні. Серед циркону першої генерації (ядер) можна виділити чотири типи:

1 – найбільш поширеними є світло-рожеві тонкозональні ядра з сильно заокругленими контурами, які за звичай зрізають зональність (рис. 1. a-d), що характерно кристалам циркону із магматичних порід кислого складу (гранітам та/чи ріолітам), що зазнали абразії;

2 – досить поширеними є світло-рожеві однорідні (не зональні) ядра з сильно заокругленими контурами та видовженням від практично ізометричних з  $K_{\text{вид.}}$  близько 1 до призматичних, з  $K_{\text{вид.}}$  2-2,5 (рис. 1. g-k), також характерні для кластогенних цирконів;

3 – бурувато-коричневі тонкозональні ядра з заокругленими контурами, мають незначне поширення (менше 10% ) (рис. 1. e, f)

4 – світло-рожеві видовжено призматичні однорідні, за звичай без оболонки (рис. 1. l).

Наявність ядер кластогенних цирконів (рис. 1) дозволяє з великою вірогідністю припустити первинно осадову природу плагіогнейсу.

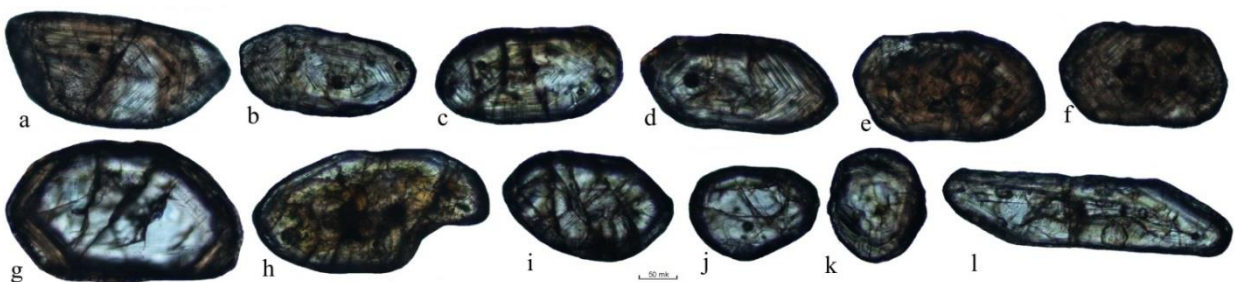


Рис. 1. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із жильного тіла піроксенового гнейсу, проба Вр-1, в правому борту балки, вище дамби с. Вороніно, поляризаційний мікроскоп за одного ніколя.

Вік центральних ділянок (ядер) кристалів циркону, за верхнім перетином дискордії, складає  $2068 \pm 22$  млн років (рис. 2). Отримане значення віку, враховуючи, що найбільш поширеними є світло-рожеві тонкозональні ядра, характеризує час накопичення порід протоліту – вірогідно плагіогнейси кам'яно-костовацької (та/чи розчахівської) світи інгуло-інгулецької серії [2].

**Монацит** – світло-жовті, жовті, бурувато-жовті (вірогідно озалізовані) прозорі і напівпрозорі переважно пампушкоподібні зерна з поодинокими ребрами і навіть гранями. В незначній кількості (15-20%) присутні дископодібні кристали з різною мірою розвиненими гранями пінакоїду. Поверхня більшості кристалів дрібноямчата до шагреневої, в невеликій кількості зерен (2-3%) гладенька, блискуча. В багатьох зернах проявлене озалізовання (бурувато-жовті кристали).

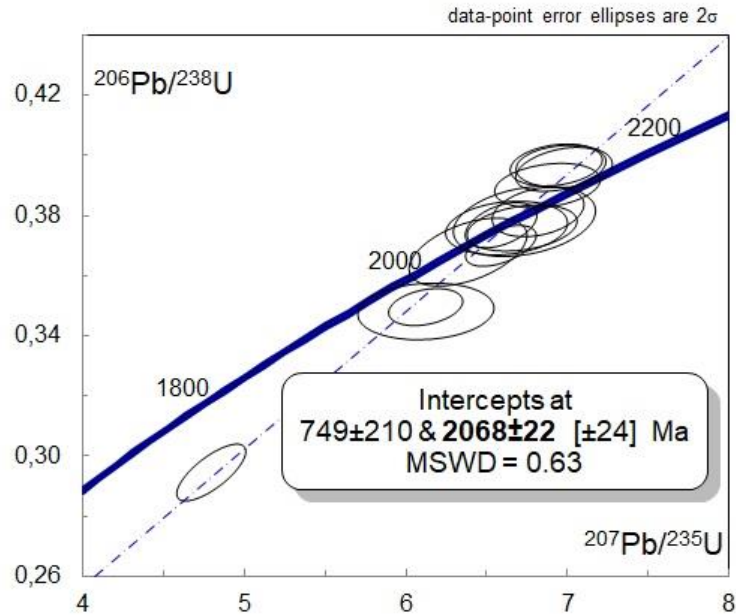


Рис. 2. Уран-свинцева діаграма з конкордією для центральних ділянок кристалів циркону із двопіроксенового плагіогнейсу, проба Вр-1.

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 та одну мультизернову наважку жовтих і бурувато-жовтих кристалів, тієї ж форми, але чуть крупніших.

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із Рх гнейсу, проба Вр-1.

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}}$	
1а	2594,4	6915,3	20750	8,0109	0,14446	0,38140	6,5373	2083	2051	2019	-3,2
1б	2740,2	6955,9	24330	8,0238	0,15200	0,37949	6,4991	2074	2046	2018	-2,8
1в	2881,2	7033,6	31950	8,0276	0,15977	0,38085	6,5261	2080	2049	2019	-3,1
1г	2562,2	6279,1	22030	8,0289	0,15813	0,37892	6,4822	2071	2043	2016	-2,8
1д	2301,9	5531,4	23420	8,0328	0,16251	0,38028	6,5042	2078	2046	2015	-3,1
2	2870,3	7225,7	11530	7,9936	0,15427	0,38086	6,5154	2080	2048	2016	-3,2

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років. 1а-1д - розмірні фракції жовтих та світло-жовтих напівпрозорих кристалів. 2 - жовті, бурувато-жовті кристали.

Як видно з табл. 1 через незначну розтяжку фігуративних точок на уран-свинцевій діаграмі з конкордією та відносно невелику дискордантність (від -2,8 до -3,2), за вік монациту приймаємо середнє зважене значення віку, за ізотопним відношення  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  -  $2017.2 \pm 2.1$  млн років, розраховане за наведеними в табл.1 аналітичними даними, та за умови, що уран-свинцева ізотопна система монациту була незначно порушена в даний час. За цих умов нижній перетин лінії регресії з конкордією складає  $0.01 \pm 0$  млн років, СКЗВ = 3.

Отже отримані значення ізотопного віку для цирконів найвірогідніше характеризують час накопичення вулканогенно-осадової товщі – кам'янокостовацької (та/чи розчаховської) світи інгуло-інгулецької серії. Вік монацитів із піроксенового гнейсу ( $2017.2 \pm 2.1$  млн років), що в межах похибки співпадає з часом кристалізації цирконів із трахітоїдних гранітів Капустянського кар'єру ( $2020 \pm 20$  млн років тому) [5], але є дещо молодшим за вік монацитів із основних типів гранітів Новоукраїнського масиву [4].

Висновки:

1. Метаморфічні породи розчайівської та кам'янокостовацької світ інгуло-інгулецької серії накопичилися не раніше  $2068 \pm 22$  млн років.
2. Монацити у двопіроксеновому гнейсі кристалізувалися  $2017.2 \pm 2.1$  млн років тому, дещо пізніше за час кристалізації монацитів у основних типах гранітів Новоукраїнського масиву. Кристалізація монациту вірогідно в плагіогнейсі обумовлена процесами біметасоматозу, який був спричинений флюїдами, що залишилися після кристалізації гранітного розплаву (трахітоїдного граніту).

### Література

1. Бартницький Е. Н., Бибикова Е. В., Верхогляд В. М., Легкова Г. В., Скобелев В. М., Терещук Г. Я. ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. Вып. 21. 1995. С. 164-167.
2. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). – К.: УкрДГРІ, 2001.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. К.Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
4. Степанюк Л. М., Андрієнко О. М., Довбуш Т. І., Бондаренко В. К. Кристалогенезис і вік циркону та монациту в породах Новоукраїнського масиву. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, №1, 2004. С. 64-72.
5. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*, 1995. № 21. С. 74-88.
6. Krough T. E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1973. 37. No 3. P. 485-494.
7. Ludwig K. R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1989. № 88. 542. – P.40.
8. Ludwig K. R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. № 88. 557. – P.38.