

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.062>
УДК 550.93

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

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

В.М. Бельський, канд. геол. наук, наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: belskyi_vm@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

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

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

І.М. Котвіцька, наук. співроб. Інститут геохімії, мінералогії
та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: irinakotvitska@gmail.com

ГЕОХРОНОЛОГІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ШУМИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ДОЛИНИ р. ПІВДЕННИЙ БУГ (ГАЙСИНСЬКИЙ БЛОК)

У районі с. Шумилів у бортах долини р. Пд. Буг і кар'єром (Шумилівська ділянка) відслонюються породи гайсинського комплексу (собіти) — асоціація діоритоподібних порід та амфіболітів, по яких розвиваються біотитові граніти. Вивчено внутрішню будову кристалів акцесорного циркону із кварцового діориту та граніту. З'ясовано, що в обох типах порід кристали циркону складні, утворені цирконами трьох генерацій. Циркон першої генерації складає сильно тріщинуваті ядра світло-рожевого кольору, на які наростають у вигляді оболонок циркон другої та/або третьої генерації. Циркон другої генерації — світло-рожевий, тонкозональний, утворює оболонки навколо сильно тріщинуватого циркону (перша генерація) ядер, зрідка займає центральні ділянки кристалів. Циркон третьої генерації утворює оболонки навколо циркону двох перших генерацій, або наростання, зазвичай на головках кристалів, має світло-коричневе, коричневе забарвлення. Для з'ясування часу протікання ендегенних геологічних процесів уран-свинцевим ізотопним методом визначено вік монациту із граніту та титаніту з кварцового діориту: 2049 ± 6 млн рр. та 2005 ± 2 млн рр. відповідно.

Ключові слова: граніт, кварцовий діорит, монацит, циркон, титаніт, ізотопний вік.

Цитування: Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бельський В.М., Висоцький О.Б., Білан О.В., Котвіцька І.М. Геохронологія кристалічних порід Шумилівської ділянки долини р. Південний Буг (Гайсинський блок). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 3. С. 62—72. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.062>

Вступ. Шумилівська ділянка є складовою частиною Гайсинського блоку, який відноситься до Росинсько-Тікицького мегаблоку [3]. Головним петротипом в межах Гайсинського блоку є так звані собіти — гранітоїди, що утворюють безперервний ряд порід: діорит — кварцовий діорит — гранодіорит — амфібол-біотитовий граніт — біотитовий граніт — рожевий аплітопегматоїдний граніт [7]. За речовинним складом та просторовим положенням ці гранітоїди є перехідною породною асоціацією від чорнокітоїдів до нормальних двопольовошпатових гранітів [7]. Гранітоїди досить часто містять ксеноліти метаморфічних порід (амфіболітів, піроксен-амфіболових кристалосланців, кальцифірів, залістистих кварцитів), більшість із яких має первинно-гранулітове походження [7]. Подекуди трапляються малопотужні дайки різного складу.

Одна із таких гранітизованих дайок описана в публікації колективу авторів [2]. Дайка різко проявляється в магнітному полі у вигляді лінійної геологічної структури, витягнутої у північно-східному напрямку (ПнСх 69°) на понад 35 км. В районі с. Шумилів дайка відслонюється в бортах долини р. Пд. Буг і кар'єром.

Породам Шумилівської ділянки характерна підвищена намагніченість і за даними магнітного знімання виявлена магнітна аномалія, яка простягається у північно-східному напрямку (ПнСх 69°) на понад 35 км. Колектив авторів (Ентин и др., 2019) вважає, що ця лінійна магнітна аномалія обумовлена гранітизованою чи середнього складу дайкою. При цьому найбільш магнітоактивними є діоритоподібні (кварцові діорити) породи.

Для визначення часу протікання ендегенних геологічних процесів ми відібрали ряд проточних проб та виконали уран-свинцеве ізотопне датування.

На сьогодні існує лише два прецизійних визначення віку гранітоїдів Гайсинського блоку уран-свинцевим ізотопним методом. За монацитом із амфібол-біотитового граніту, розкритого кар'єром с. Нижча Кропивна, отримано вік 2049 ± 3 млн рр. [5]. Дещо молодший вік мають монацити із піроксенвмісного граніту, поширеного в природних відслоненнях північніше с. Ситківці — 2027 ± 6 млн рр. [4].

Об'єкти та методи дослідження. З метою визначення часу протікання геологічних процесів класичним уран-свинцевим ізотопним методом датували мультизернові наважки ти-

таніту із кварцового діориту* (пр. 11/19), відібрано-го в скельних виходах правого борту долини р. Пд. Буг в районі с. Шумилів, приблизно в 20 м від південно-західного кута закинутої будівлі (млин) (рис. 1, а), та монацити із граніту** (проба *shum-x*), поширеного у відслоненнях правого берега р. Пд. Буг південно-східніше с. Шумилів (рис. 1, б).

Для визначення часу формування гранітоїдів вручну під бінокляром, із різних розмірних фракцій, були відібрані зерна мінералів-геохронометрів (титаніту та монациту). Методика хімічної підготовки, за якою готувалися зразки для маспектрометричного аналізу, описана в роботах [6, 11]. Для визначення вмісту урану і свинцю використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному маспектрометрі MI-1201 AT в мультиколлекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами *Pb Dat* і *ISOPLOT* [12, 13]. Похибки визначення віку наведені за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Геологічна ситуація. В районі с. Шумилів обидва борти долини р. Пд. Буг — це майже суцільні скельні виходи кристалічних порід, які представлені нерівномірно зернистими, ділянками порфіроподібними, сірувато-рожевими гранітами, серед яких у вигляді окремих розрізаних тіл присутні світло-сірі діоритоподібні породи. Граніти, меншою мірою діоритоподібні породи, несуть сліди динамічних деформацій, репрезентованих лінійним розміщенням лусок біотиту та шліроподібних виокремлень порід більш основного складу (амфіболітів і кристалічних сланців), потужність яких сягає від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. В лівому борту р. Пд. Буг, неподалік від греблі електростанції, серед гранітів знаходиться лінзоподібне тіло амфіболіту, видимі розміри якого складають орієнтовно $1,5 \times 0,3$ м.

Анатомія кристалів акцесорного циркону. В анатомії (внутрішній будові) кристалів акцесорного циркону "записана" інформація про геологічні процеси, що спричинили їх утворення (кристалізацію, перекристалізацію тощо). Для

* Як найбільш магнітоактивна порода.

** Найменш магнітоактивна порода.



Рис. 1. Космознімок Шумилівської ділянки, р. Пд. Буг. Номери геохронологічних проб: 1 — діорит, пр. 11/19 (а), 2 — граніт, пр. shum-x (b)

Fig. 1. Space photograph of the Shumyliv area, the South Bug river. Numbers of geochronological samples: 1 — diorite, sample 11/19 (a), 2 — granite, sample shum-x (b)

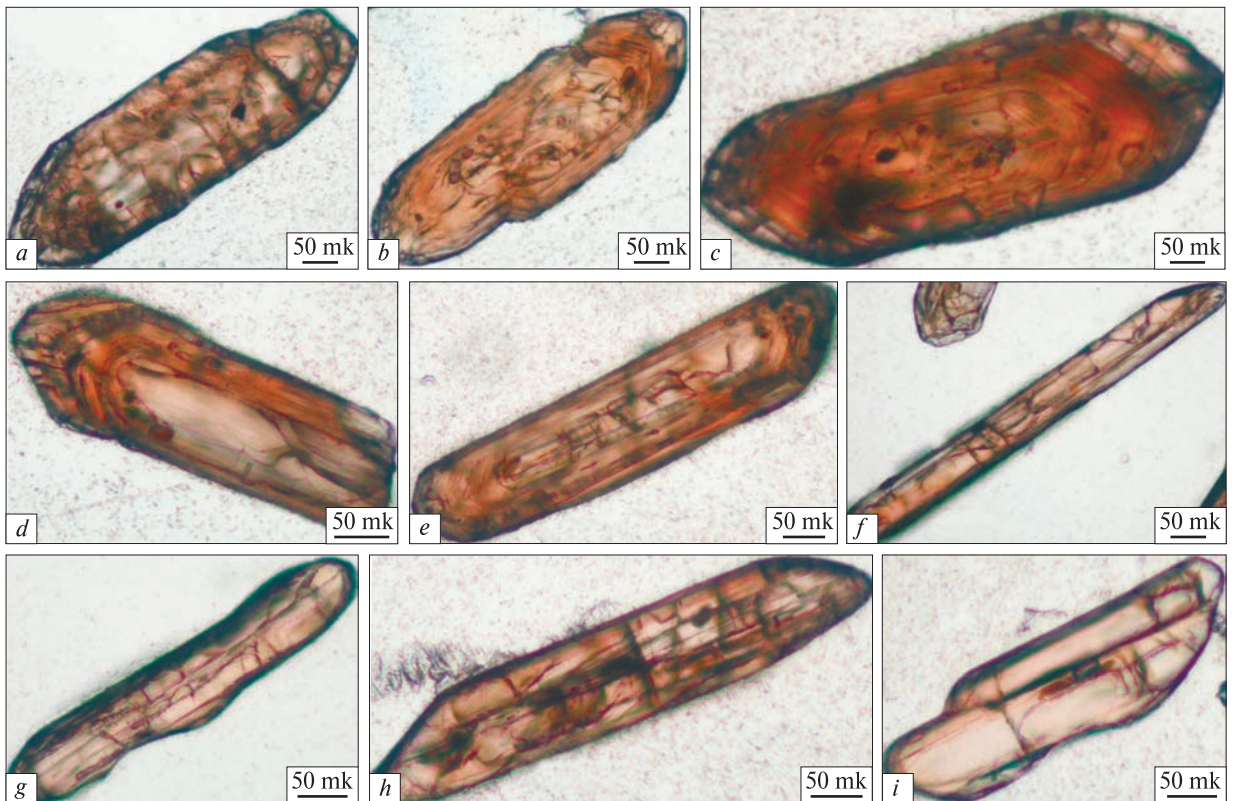


Рис. 2. Мікрофотографії зрізів кристалів акцесорного циркону із кварцового діориту, пр. 11/19. Просвічуючий мікроскоп, при одному ніколі: а—е — світло-коричневі та коричневі, f—i — світло-рожеві кристали

Fig. 2. Microphotographs of sections of accessory zircon crystals from quartz diorite, sample 11/19. The color of crystals in plane-polarised light: a—e — light-brown and brown, f—i — light-pink crystals

з'ясування первинної природи діоритоподібних порід ми дослідили внутрішню будову кристалів акцесорного циркону з кварцового діориту (пр. 11/19) та біотитового граніту (пр. 10/19), які просторово поєднані.

Циркон в кварцовому діориті (пр. 11/19) представлений кристалами двох типів. Перший (більше 40 % неелектромагнітної фракції) — видовженопризматичні до голчастих світло-рожеві прозорі кристали з заокругленими,

зрідка списоподібними головками (рис. 2, *f–i*). Кристали в переважній більшості розбиті тріщинками, деякі деформовані. Утворені цирконом трьох генерацій. Перша генерація циркону являє собою сильно тріщинувате ядро та більшість світло-рожевих кристалів з великим видовженням. Друга — утворює тонкі оболонки світло-рожевого тонкозонального циркону на світло-рожевих ядрах циркону першої генерації і присутня в деяких кристалах циркону першого типу (рис. 2, *d, e*). Третя генерація спостерігається у вигляді тонких оболонок коричневого циркону (рис. 2, *a–e*) та незначних наростань, переважно на головках кристалів (рис. 2, *d–g*).

Другий тип представлений коричнювато-рожевими до коричневих (менше 5 % неелектромагнітної фракції), призматичними, короткопризматичними, зрідка видовженопризматичними напівпрозорими кристалами з помітно заокругленими контурами (головним чином ребра) (рис. 2, *a–e*). При цьому існує велика група перехідного типу, на загал такі кристали кількісно переважають. "Перехідні" кристали в зрізах, як і кристали першої і другої групи, характеризуються складною будовою. Усередині присутні сильно тріщинуваті ядра світло-рожевого циркону (перша генерація), та дві оболонки. Перша оболонка (друга генерація циркону) світло-рожева, характеризується тонкою ритмічною (очевидно магматичною) зональністю. Друга оболонка (третя генерація) має темніше, коричневе забарвлення, характерне цирконам оточуючих біотитових гранітів. Слід зазначити, що лише в поодиноких кристалах присутні усі три генерації циркону — світло-рожеві видовженопризматичні сильно тріщинуваті ядра та обидві оболонки. Перша оболонка — світло-рожева, з тонкою, вірогідно магматичною, зональністю, виявляється зрідка в світло-коричневих та коричневих кристалах другого типу (рис. 2, *b–e*). Друга оболонка має коричневе забарвлення, її об'єм варіює в широких межах, добре корелюючись з густиною забарвлення кристалів та їх прозорістю (рис. 2, *a–e*).

Зважаючи на тісний просторовий зв'язок собітів та ксенолітів суперкрупних порід, більшість із яких має первинно-гранулітове походження (Щербаков, 2005), особливу увагу приділили виявленню ознак "гранулітового" (так званого дорогоцінного) циркону, який характеризується високим двозаломленням, ізометричною формою та досить високою одно-



Рис. 3. Сильно сплюснені ксеноліти амфіболіту в біотитовому граніті, лівий берег р. Пд. Буг, навпроти с. Шумилів, закинута кар'єр

Fig. 3. Heavily flattened xenoliths of amphibolite in biotite granite, left bank of the South Bug river, opposite the Shumyliv village, abandoned open pit

рідністю. Такого циркону ані у вигляді окремих кристалів, ані в якості ядер, чи оболонок нами не виявлено.

Таким чином, на основі даних про анатомію кристалів акцесорного циркону, можна з високою імовірністю достовірності стверджувати, що вихідними для дослідженого кварцового діориту були магматичні породи основного—середнього складу. Саме для габроїдів, кварцових діоритів, зрідка гранодіоритів є характерними видовженопризматичні, до голчастих переважно незональні кристали циркону в більшості з заокругленими вершинками. Вихідна порода зазнала два етапи структурно-метаморфічних перетворень, що обумовили кристалізацію циркону. Перший етап спричинив сильну тектонізацію (дефрагментацію) циркону та появу тонких світло-рожевих оболонок з тонкою зональністю на деяких світло-рожевих призматичних та видовженопризматичних кристалах (друга генерація циркону). Найвірогідніше саме з цим етапом ендегенних перетворень порід субстрату пов'язано формування кварцового діориту. Другий етап, найвірогідніше був обумовлений процесами гранітизації та формування біотитових гранітів, супроводжувався кристалізацією коричневих оболонок в кристалах циркону другого типу (третя генерація циркону).

Про масштабний прояв тектонічних деформацій породної асоціації Шумилівської ділянки свідчать, окрім сильної фрагментації світло-

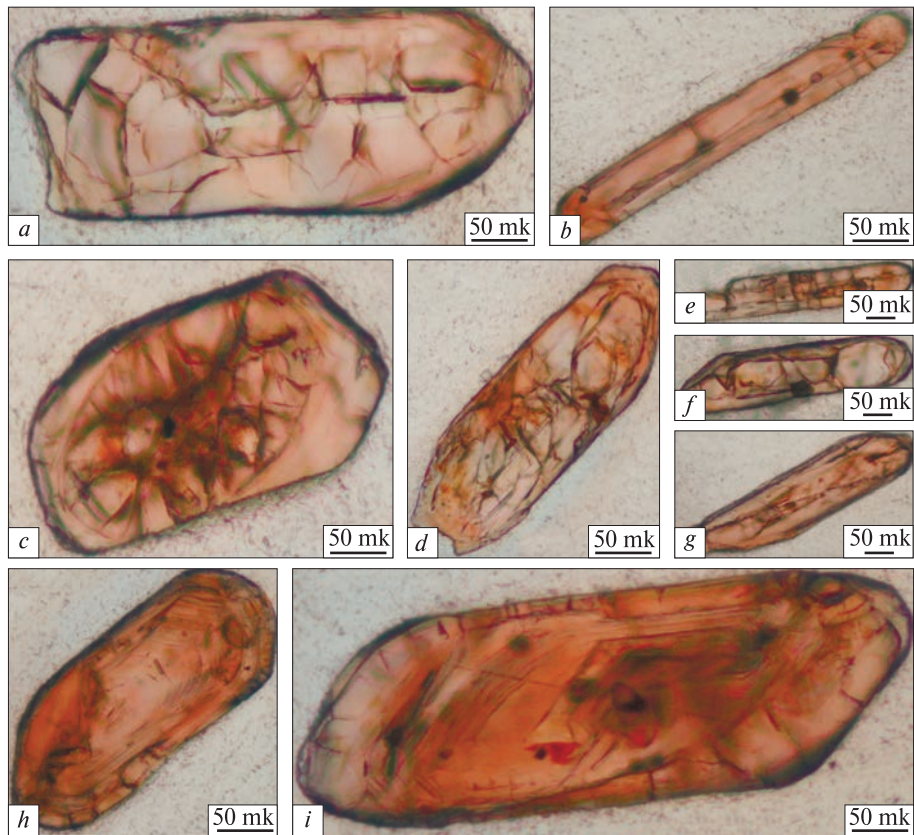


Рис. 4. Мікрофотографії зрізів кристалів акцесорного циркону із граніту, пр. 10/19. Поляризаційний просвічуючий мікроскоп, при одному ніколі: *f, b* — світло-рожеві кристали, *h, i* — коричневі кристали, *c–g* — кристали перехідного типу; *a* — кристал, складений виключно цирконом першої генерації; *b* — кристал, складений в основному цирконом першої генерації, коричневий циркон третьої генерації (оболонка 2) наявний лише на головці кристалу (ліворуч знизу); *c–g* — кристали, складені цирконами двох генерацій: циркон першої генерації — тріщинувате ядро, та одна із оболонок; *h, i* — кристали, складені цирконами усіх трьох генерацій, в кристалах *h* та *i* перша оболонка має тонку зональність

Fig. 4. Microphotographs of sections of accessory zircon crystals from granite, sample 10/19. The color of crystals in plane-polarised light: *f, b* — light-pink crystals, *h, i* — brown crystals, and *c–g* — a transition type crystals; *a* — the crystal is composed exclusively of zircon of the first generation; *b* — the crystal is composed mainly of zircon of the first generation, brown zircon of the third generation (rim 2), present only on the head of the crystal (left bottom); *c–g* — crystals composed of zircons of two generations: zircon of the first generation — a fractured nucleus, and one of the rims; *h, i* — crystals are composed of zircons of all three generations, in crystals *h* and *i* the first rim has a thin zoning

рожевого циркону ядер (рис. 2), сильно розтягнуті та сплюснені (до шліроподібних виокремлень) форми ксенолітів амфіболітів у гранітах (рис. 3). Зазначимо, що тонкозональний світло-рожевий циркон (генерація 2) практично не піддався тектонічним деформаціям і не зазнав фрагментації (не є тріщинуватим).

Окремо зазначимо, що відсутність навіть ознак "гранулітового" циркону в кварцовому діориті, на нашу думку, свідчить, що вкорінення первинної магматичної (основного—середнього складу) породи — протоліту кварцового діориту відбулося після метаморфічної переробки суперкystalних порід Гайсинського блоку в умовах гранулітової фації. Можливий і

інший сценарій, за яким в результаті накладання тектонічних деформацій на зазначений вище протоліт у високотемпературних умовах, протоліт почав плавитися, що спричинило стабілізацію температури нижче 700 °С (ізогради гранулітової фації).

Для з'ясування первинної природи гранітів вивчили внутрішню будову кристалів акцесорного циркону із граніту (пр. 10/19), що просторово асоціює з діоритоподібними породами (кварцовий діорит, пр. 11/19), поширених в правому борту долини р. Пд. Буг. Кристали циркону в цілому схожі до циркону кварцового діориту і також представлені двома типами. Перший (~10 % в неелектромагнітній фрак-

Таблиця 1. Результати вивчення ізотопного складу стронцію в апатитах із кристалічних порід Шумилівської ділянки

Table 1. The results of the study of the isotopic composition of strontium in apatites from crystalline rocks of the Shumyliv area

Sample number	Rock name	Analyzed mineral	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		ε_{Sr}
			The measured	\pm	
10/19	Biotite granite	Apatite	0.72576	0.00020	333.0
11/19	Quartz diorite	Apatite	0.71788	0.00010	222.1
13/19	Biotite granite	Apatite	0.72390	0.00020	307.9
14/19	Amphibolite	Apatite	0.70607	0.00005	54.0

П р и м і т к а. ε_{Sr} розраховано на вік 2050 млн рр.

N o t e. ε_{Sr} designed for the age of 2050 million years.

ції*) — видовженопризматичні до голчастих світло-рожеві прозорі кристали з заокругленими головками (рис. 4, *a, b*). Другий (~90 %) — світло-коричневі, коричневато-рожеві до коричневих, призматичні, короткопризматичні, зрідка видовженопризматичні напівпрозорі кристали з помітно заокругленими контурами (рис. 4, *c, h, i*).

Оптичні дослідження полірованих зрізів показали, що кристали циркону граніту, як і кварцового діориту в переважній більшості мають складну будову. В середині кристалів другого типу присутні сильно тріщинуваті ядра світло-рожевого циркону. Оболонки мають темніше коричневе забарвлення. Поодинокі кристали, зазвичай темно-коричневі, складені виключно коричневим цирконом оболонки. Слід підкреслити, що тонкозональні оболонки світло-рожевого циркону (друга генерація в кристалах циркону кварцового діориту (рис. 2)) також наявні в деяких кристалах (рис. 4, *h, i*), але вони відіграють значно меншу роль, ніж у будові кристалів циркону кварцового діориту.

Як і кристали циркону першого типу кварцового діориту, кристали цього типу граніту також складні, але оболонки присутні переважно на кристалах і займають значно більший об'єм кристалів (мають більшу товщину, див. рис. 4, *c—i*).

Для з'ясування джерела (нижні кора + мантія чи верхня кора) породної асоціації Шумилівської ділянки ми дослідили ізотопний склад стронцію в акцесорних апатитах (табл. 1). Як видно з табл. 1, в апатитах усіх проаналізованих

порід Шумилівської ділянки ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ має високі значення, характерні для калієвих анатектичних гранітоїдів.

Виходячи з наведених результатів мінералогічного вивчення кристалів акцесорного циркону, можна з великою ймовірністю припустити, що біотитові граніти сформувалися по діоритоподібних породах (в даному випадку по кварцовому діориту) в результаті привнесення калію та, вірогідно, SiO_2 , що відображається в їх мінеральному складі та підтверджується результатами дослідження анатомії кристалів циркону.

Результати ізотопного датування та їх обговорення. Кварцовий діорит, пр. 11-19. Масивна світло-сіра порода. *Структура* різнозерниста, порфіроподібна; структура основної маси середньо-дрібнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, розмір зерен 0,1–2 мм, переважають 0,3–1 мм. Порфірові вкраплення представлені плагіоклазом 2–9 мм.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 76, біотит — 10, рогова обманка — 6, кварц — 5, піроксен — 3, мікроклін — 1; акцесорні — апатит, титаніт, циркон, рудні мінерали.

Плагіоклаз (олігоклаз—андезин) присутній у вигляді порфіробластових вкраплень та в основній масі поміж ними, розмір зерен коливається від 0,1 до 9 мм. Форма зерен ізометрична, табличчаста. Здвійникований, з незначними проявами серицитизації.

Біотит бурого кольору, розмір лусок від 0,1 мм до 2 мм, переважають кристали розміром ~1 мм. З включеннями апатиту, рудного мінералу, титаніту, рідше циркону.

Рогова обманка призматичної, короткопризматичної форми розміром 0,3–1 мм, зеленого кольору, заміщується біотитом та кальцитом.

* В Пелектромагнітній фракції світло-рожеві кристали присутні в значно меншій кількості.

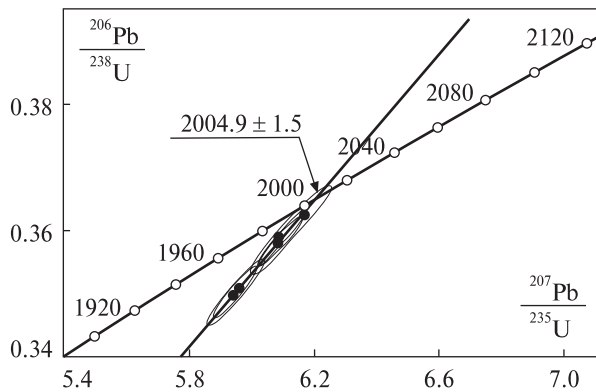


Рис. 5. U-Pb діаграма з конкордією для мультизернових наважок титаніту із діориту, пр. 11/19

Fig. 5. U-Pb diagram with concordia for multigrain samples of titanite from diorite, sample 11/19

Кварц ксеноморфний з розміром зерен 0,2—6 мм, переважають 1—3 мм. З хвилястими, грубозубчастими краями та нерівномірним блоковим згасанням.

Клінопіроксен призматичної форми, гіпідіоморфний, кристали розміром 0,4—1 мм, часто у вигляді реліктів у роговій обманці.

Мікроклін зрідка зустрічається в міжзерновому просторі у вигляді таблитчастих кристалів розміром 0,1—0,3 мм з чітко проявленою мікрокліновою ґраткою.

Титаніт ксеноморфний, клиноподібний, ромбоподібний, веретенноподібний, розмір кристалів 0,01—0,8 мм, тісно асоціює з рудним мінералом. Найвний в значній кількості (але до 1 %).

Anatit подовжено-округлої, стовбчастої, призматичної форм, розмір кристалів від 0,01 мм до 0,4 мм. Трапляється у вигляді включень в біотиті, в міжзерновому просторі в асоціації з біотитом та у вигляді включень в плагіооклазі.

Титаніт під бінокляром має коричневий колір до світло-коричневого. Кристали напівпрозорі ксеноморфні (неправильної форми з сильно заокругленими ребрами і навіть гранями з численними ямками та наростами). У протолоці переважають уламки кристалів.

Для визначення віку використали мультизернові наважки розмірних фракцій коричневих кристалів титаніту та їх уламків. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 2. За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за аналітичними даними, наведеними в табл. 2, отримано вік — $2005,8 \pm 2,9$ і 40 ± 106 млн рр., за нижнім, СКЗВ = 1,3. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2004,9 \pm 1,5$ млн рр. (рис. 5), який ми, зважаючи на низьку дискордантність, приймаємо за вік титаніту.

Граніт, масивна порода сірувато-рожевого кольору, проба shum-х. Структура нерівномірнозерниста, порфіроподібна; структура основної маси дрібно-середньозерниста, гранітна, гранобластова. Вкраплення представлені польовими шпатами та мають розмір 2—8 мм, а зерна основної маси — 0,05—2 мм, переважають 0,5—1,2 мм.

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в титанітах із діориту, пр. 11/19

Table 2. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in titanites from diorite, sample 11/19

Mineral fraction	Content, ppm		Isotope ratio					Age, million years			Discord., %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1	138.4	68.55	453.9	6.5690	2.5358	0.35876	6.0880	1976	1989	2001.3	1.3
2	136.6	62.48	742.4	7.0892	2.9226	0.35072	5.9616	1938	1970	2004.3	3.3
3	142.1	67.50	735.3	7.0686	2.8754	0.36252	6.1745	1994	2001	2007.8	0.7
4	136.8	62.83	395.0	6.3792	2.6431	0.33351	5.6674	1855	1926	2003.8	7.4
5	136.1	65.81	714.3	7.0472	2.5457	0.35772	6.0876	1971	1988	2006.3	1.7
6	132.6	63.18	675.9	6.9969	2.4894	0.35006	5.9554	1935	1969	2005.8	3.5

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн рр.; 1—5 — розмірні фракції, крупних (>0,05 мм) коричневих напівпрозорих ксеноморфних кристалів (та їх уламків) титаніту, отримані скочуванням похилою площиною; 6 — дрібні (<0,04 мм) коричневі напівпрозорі ксеноморфні кристали (та їх уламки) титаніту; тут і далі — Pb_r — ізотоп радіогенний.

Note. The correction for ordinary lead was introduced by Stacey and Kramers for the age of 2000 million years; 1—5 — fractions, large (>0.05 mm) brown translucent xenomorphic crystals (and their fragments) of titanite, obtained by rolling on an inclined plane; 6 — small (<0.04 mm) brown translucent xenomorphic crystals (and their fragments) of titanite; here and further — Pb_r — isotope radiogenic.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 36, калієвий польовий шпат (КПШ) — 33, кварц — 25, біотит — 6, вторинні — кальцит, мусковіт; акцесорні мінерали — апатит, циркон, монацит, рудний мінерал.

Плагіоклаз (олігоклаз—андезин) короткопризматичної форми. Присутній у вигляді порфіроподібних вкраплень та в основній масі. Розмір зерен вкраплень 2—6 мм, в основній масі переважають 0,5—1,5 мм, полісинтетично здвійникований, незначною мірою по плагіоклазу розвивається серицит та кальцит. На межі з КПШ часто в плагіоклазі утворюється мірмекітовий кварц. Заміщується калієвим польовим шпатом, трапляється в ньому у вигляді реліктових зерен.

КПШ присутній як у вигляді вкраплень, так і в основній масі. У вкрапленнях ксеноморфні та таблитчасті, переважно, гіпідіоморфні зерна розміром 1—8 мм. Часто проявляється мікроклінова ґратка. Пертитові включення лейстоподібного плагіоклазу рясно насичують окремі кристали КПШ, для інших кристалів характерні тонкі ниткоподібні пертити. В міжзерновому просторі КПШ знаходиться у вигляді таблитчастих кристалів розміром 0,1—0,7 мм з чітко проявленою мікрокліновою ґраткою.

Кварц у вигляді мономінеральних агрегатів виповнює простір поміж породоутворювальних мінералів. Ксеноморфний, з зубчастими краями, розмір кристалів від 0,2 до 6 мм, переважають 0,5—2 мм. Згасання нерівномірне блокове, хвилясте.

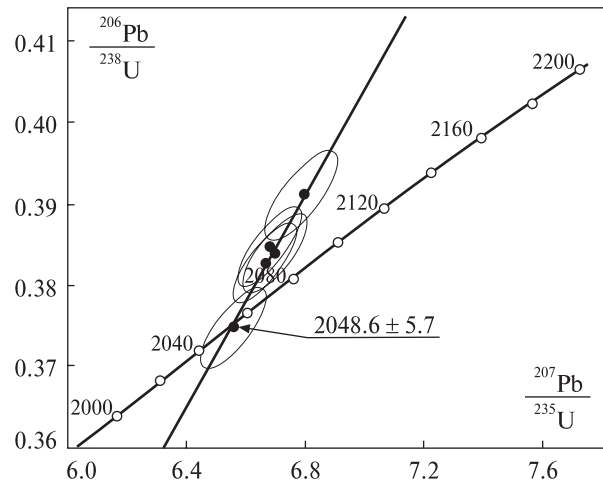


Рис. 6. U-Pb діаграма з конкордією для мультизернових наважок монациту із граніту, пр. shum-x

Fig. 6. U-Pb diagram with concordia for multigrain samples of monazite from granite, sample shum-x

Біотит бурого кольору, з лусочками розміром 0,1—1 мм, які зрідка сягають 1,5—2 мм.

Кристали циркону на загал практично не відрізняється від описаного вище циркону із граніту (пр. 10/19).

В граніті присутні декілька різновидів кристалів *монациту*. Найпоширенішими є світло-жовті до майже безбарвних, прозорі, пампушкоподібні та ізометричні кристали з заокругленими контурами та, переважно, шагреневою поверхнею. У значно меншій кількості присутні коричнювато-, сірувато-жовті напівпрозорі пампушкоподібні та ізометричні кристали, поодинокі з них тріщинуваті. Як поодинокі зерна

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту (Гайсинський блок), пр. shum-x
Table 3. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazites from granite (Haisyn block), sample shum-x

Mineral fraction	Content, ppm		Isotope ratio					Age, million years			Discord., %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1	298.66	4953.4	1190	7.2849	0.02082	0.38320	6.6720	2091	2069	2046.8	-2.2
2	218.23	3598.9	3090	7.6301	0.02031	0.37495	6.5607	2053	2054	2055.5	0.1
3	256.94	3502.9	4190	7.7131	0.02525	0.38379	6.7003	2094	2073	2051.6	-2.1
4	312.68	4827.8	2250	7.5988	0.02236	0.38492	6.6787	2099	2070	2040.7	-2.9
5	263.94	5128.7	3800	7.7310	0.01792	0.39114	6.7946	2128	2085	2042.7	-4.2

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2050 млн рр.; 1—3 — розмірні фракції світло-жовтих, до майже безбарвних, напівпрозорих кристалів; 4 — коричнювато-жовті, сірувато-жовті напівпрозорі кристали, поодинокі — тріщинуваті; 5 — дрібні (<0,04 мм) ізометричні і пампушкоподібні світло-жовті водяно-прозорі кристали з сильно заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею.

Note. The correction for ordinary was introduced by Stacey and Kramers for the age of 2050 million years; 1—3 — dimensional fractions of light yellow to almost colorless, translucent crystals; 4 — brownish-yellow, grayish-yellow translucent crystals, single — fractured; 5 — small (<0.04 mm) isometric and donut-like light yellow water-transparent crystals with strongly rounded contours and a smooth shiny surface.

(<5 %) трапляються світло-жовті водяно-прозорі ізометричні і пампушкоподібні кристали з сильно заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею. Після промивання монациту в слабкому розчині соляної кислоти кристали практично всіх різновидів, окрім світло-жовтих водяно-прозорих, частково знебарвились та (або) покрилися білими кірочками.

Вік визначали за мультизерновими навантаженнями різних різновидів кристалів монациту. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 3. За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за аналітичними даними, наведеними в табл. 3, отримано вік — 2055 ± 12 та $928 \pm \infty$ млн рр. за нижнім перетином, СКЗВ = 0,36. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2048,6 \pm 5,7$ млн рр. (рис. 6), який, зважаючи на невелику дискордантність, приймаємо за вік монациту та граніту, що вміщує монацит. Отриманий вік добре збігається з віком монациту із граніту, розкритого кар'єром в с. Нижча Кропивна [5], та є дещо більшим за вік монациту із піроксенвмісного граніту, поширеного північніше с. Ситківці [4].

Отже, ми отримали розбіжності між віком монациту та віком титаніту, що складає понад 40 млн рр. Це можна пояснити тим, що закриття U-Pb ізотопної системи титаніту оцінюється в $650\text{—}700\text{ }^\circ\text{C}$ [8, 9], що значно нижче темпера-

тури закриття ізотопної системи монациту. Окрім того, в ряді випадків зроблено припущення, що ця температура є дещо нижчою $\sim 500\text{—}600\text{ }^\circ\text{C}$, що пояснюється невідповідністю температури закриття ізотопної системи мінералу та умовами метаморфізму [10, 14]. У нас немає достовірних (аналітичних) даних щодо температури кристалізації граніту. Оскільки в граніті відсутній ортопіроксен, можна припустити, що вона не перевищувала $700\text{ }^\circ\text{C}$. В такому разі максимально можлива швидкість охолодження від 700 до $500\text{ }^\circ\text{C}$ за 40 млн рр. становить $5\text{ }^\circ\text{C}$ за 1 млн рр., що є досить низькою і свідчить про гіпабісальні глибини формування дослідженої породної асоціації, що суперечить висновкам, зробленим в роботі [2].

Висновки. 1. Калій-натрієві граніти Гайсинського блоку сформувалися $2,05\text{—}2,02$ млрд рр. тому синхронно з гранітами уманського комплексу.

2. Біотитові граніти Шумилівської ділянки сформувалися в результаті метасоматичного (кремній-калієвий метасоматоз) перетворення діоритоподібних порід $2048,6 \pm 5,7$ млн рр. тому.

3. Зважаючи на нижчу температуру закриття U-Pb ізотопної системи титанітів ($600\text{—}500\text{ }^\circ\text{C}$), швидкість охолодження діоритів Шумилівської дайки не перевищує $5\text{ }^\circ\text{C}$ за 1 млн рр., що свідчить про гіпабісальні умови формування дослідженої породної асоціації, поширеної в районі с. Шумилів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бартницький Е.Н., Бибилова 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*. 1995. Вып. 21. С. 164—167.
2. Ентин В.А., Гинтов О.Б., Мычак С.В., Бельский В.Н., Гейко Ю.В., Поляченко Е.Б., Гуськов С.И., Марченко А.В. "Великая" дайка Побужья. *Геофиз. журн.* 2019. **41**, № 4. С. 77—96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177368>
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та поясн. зап.). К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Щербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Дранник, М.В. Гейченко. Київ: УкрДГРІ, НСК України, 2004. 30 с.
4. Решетник М.М., Степанюк Л.М., Заяць О.В., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом об'єктів Росинсько-Тикицького мегаблоку (Український щит). *Зб. пр. Всеукр. конф. "Від мінералогії і геохімії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI ст."* (MinGeoIntegration XXI). Київ: нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, 23—25 верес. 2020 р. Київ, 2020. С. 59—62. URL: www.geol.univ.kiev.ua/docs/conf/Mingeo2020_materials.pdf (дата звернення: 12.04.2021).
5. Степанюк Л.М., Бухарева К.С., Курило С.І., Довбуш Т.І., Зюльцле О.В. Уран-свинцевий вік за монацитом граніту гайсинського комплексу (Росинсько-Тикицький мегаблок Українського щита). *Мінеральні ресурси України*. 2017. № 4. С. 3—6.
6. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.
7. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
8. Cherniak D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geol.* 1993. **110**, Iss. 1—3. P. 177—194. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90253-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90253-F)

9. Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chem. Geol.* 2000. **172** (1–2). P. 131–148. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00240-0)
10. Hanson G.N., Catanzaro E.J., Anderson D.H. U-Pb ages for titanite in a contact metamorphic zone. *Earth Planetary Sci. Lett.* 1971. **12**, Iss. 2. P. 231–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90082-3)
11. Krough T.E. A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. et Cosmochim. acta.* 1973. **37**, Iss. 3. P. 485–494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
12. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 1989. **542**, № 88. P. 40.
13. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 1990. **557**, № 88. P. 38.
14. Tucker R.D., Raheim A., Krogh T.E., Corfu F. Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth Planetary Sci. Lett.* 1986. **81**. P. 203–211. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90156-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90156-7)

Надійшла 12.04.2021

REFERENCES

1. Bartnitskiy, E.N., Bibikova, E.V., Verhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M. and Terets, G.Ya. (1995), *Geochemistry and Ore Formation*, No. 21, pp. 164–167 [in Russian].
2. Entin, V.A., Gintov, O.B., Mychak, S.V., Belskiy, V.N., Geyko, Yu.V., Polyachenko, E.B., Guskov, S.I. and Marchenko, A.V. (2019), *Geofiz. zhurn.*, Vol. 41 (4), Kyiv, UA, pp. 77–96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177368> [in Russian].
3. Yesipchuk, 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), *Correlated Chronostratigraphic Chart of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (chart and explanatory note)*, UkrDGRI, Kyiv, UA, 30 p. [in Ukrainian].
4. Reshetnyk, M.M., Stepanyuk, L.M., Zayats, O.V., Dovbush, T.I. and Vysotskiy, O.B. (2020), *Proc. of the All-Ukrainian Conf. "From mineralogy and geognosy to geochemistry, petrology, geology and geophysics: fundamental and applied trends of the XXI century" (MinGeoIntegration XXI)*, Kyiv, Nat. Taras Shevchenko Univ., Septem. 23–25, 2020, Kyiv, UA. Available at: URL: www.geol.univ.kiev.ua/docs/conf/Mingeo2020_materials.pdf (Accessed: 12.04.2021) [in Ukrainian].
5. Stepanyuk, L.M., Bukhareva, K.S., Kurylo, S.I., Dovbush, T.I. and Zultsle, O.V. (2017), *Mineral resources of Ukraine*, No. 4, pp. 3–6 [in Ukrainian].
6. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, E.N., Verkhoglyad, V.M., Komaristyy, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, A.N., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.N. (1989), *Geochronological Scale of Precambrian Shield of Ukrainian*, Nauk. dumka, Kyiv, 144 p. [in Russian].
7. Shcherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian shield*, ZUKTs publ., Lviv, UA, 366 p. [in Russian].
8. Cherniak, D.J. (1993), *Chem. Geol.*, Vol. 110, Iss. 1–3, pp. 177–194. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90253-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90253-F)
9. Frost, B.R., Chamberlain, K.R. and Schumacher, J.C. (2000), *Chem. Geol.*, Vol. 172 (1–2), pp. 131–148. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00240-0)
10. Hanson, G.N., Catanzaro, E.J. and Anderson, D.H. (1971), *Earth Planetary Sci. Lett.*, Vol. 12, Iss. 2, pp. 231–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90082-3)
11. Krough, T.E. (1973), *Geochim. et Cosmochim. acta*, Vol. 37, Iss. 3, pp. 485–494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
12. Ludwig, K.R. (1989), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 542, No. 88, p. 40.
13. Ludwig, K.R. (1990), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, Vol. 557, No. 88, p. 38.
14. Tucker, R.D., Raheim, A., Krogh, T.E. and Corfu, F. (1986), *Earth Planetary Sci. Lett.*, Vol. 81, pp. 203–211. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90156-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90156-7)

Received 12.04.2021

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

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

T.I. Dovbush, Research Fellow

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

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

V.M. Belskyi, PhD (Geology), Research Fellow

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

E-mail: belskyi_vm@ukr.net; ResearcherID: K-8607-2018

O.B. Vysotsky, Research Fellow

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

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

O.V. Bilan, Head of the Training Laboratory

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022

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

I.M. Kotvitska, Research Fellow

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

E-mail: irinakotvitska@gmail.com

GEOCHRONOLOGY OF CRYSTALLINE ROCKS OF THE SHUMYLIV SECTION OF THE SOUTH BUG RIVER VALLEY (HAISYN BLOCK)

The Haisyn complex rocks (sobites (Shcherbakov, 2005)), consisting of diorite-like rocks and amphibolites, which biotite granites develop, is outcropping near the village of Shumyliv along the South Bug river and in an abandoned open pit mine (on South of Shumyliv). The rocks are characterized by high magnetization according to magnetic survey results. A linear magnetic anomaly extends in the north-east direction (NE 69°) with a distance of more than 35 km. Entin et al. (2019) proposed that this magnetic anomaly is caused by a dyke with a felsic or intermediate composition. The internal structure of accessory zircon crystals from quartz diorite and granite were studied. In both types of rocks, zircon crystals are complex and consist of three different generations. The first generation consists of fractured nuclei of light pink color, which apparently grew in rims of zircon of the 2nd and/or 3rd generation. Zircon of the second generation is light pink in color. It forms rims around the first generation of zircon, but also occasionally occurs the interior core areas of crystals. Third generation zircon forms rims around the first two generation zircons, or growth episodes. As usually, the heads of crystals have a light brown to brown color. The age of formation of monazite in the granite and titanite in the quartz diorite was determined by the uranium-lead isotope method. The two endogenous geological processes have ages of 2049 ± 6 million years and 2005 ± 2 million years, respectively.

Keywords: granite, quartz diorite, monazite, zircon, titanite, isotopic age.