

УДК 550.93 (477)

О.В. Зюльцле¹, Л.М. Степанюк¹,
В.В. Зюльцле², Т.І. Довбуш¹, С.І. Курило¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34

E-mail: olegzjults@gmail.com; stepaniuk@nas.gov.ua; kurylo.sergiy@yandex.ru

² Правобережна геологічна експедиція ДП "Українська геологічна компанія"
09150, Київ. обл., Білоцерк. р-н, с. Фурси, Україна, вул. Радянська, 1-а
E-mail: furgeol@mail.ru

РАДІОГЕОХРОНОЛОГІЯ ПОРІД ЗОНИ ЗЧЛЕНУВАННЯ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО ТА РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКОГО МЕГАБЛОКІВ. Стаття 2. ГЕОХРОНОЛОГІЯ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКУ

Ця стаття є продовженням статті (опублікована у "Мінералогічному журналі", 2016, № 1). У ній було викладено результати вивчення акцесорних мінералів із порід, що складають структурно-речовинні комплекси Росинсько-Тікицького мегаблоку у зоні його зчленування з північною частиною Дністровсько-Бузького мегаблоку. Тепер ми наведемо результати визначення віку цирконів і монацитів із проб, відібраних із глиноземистих метаморфічних і ультраметаморфічних порід Дністровсько-Бузького мегаблоку в межах північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків, одержані за допомогою уран-свинцевого ізотопного методу. З'ясовано, що ізотопний вік цирконів і монацитів становить 2,04–2,1 млрд рр. Максимальні значення віку цирконів отримано для складно побудованих кристалів з ядрами. Виходячи з того, що поява монациту у мінеральному парагенезисі даних порід пов'язана з процесами їх калішпатизації на заключному етапі формування, визначений вік цирконів і монацитів вказує час остаточної консолідації. Але тісна асоціація глиноземистих порід Дністровсько-Бузького мегаблоку з чарнокітоїдами архейського віку, характер їх співвідношення з утвореннями діафторованої гранулітової інфраструктури Росинсько-Тікицького мегаблоку та наявність реліктових ядер у середині кристалів циркону свідчать про більш давній вік (давніший за 2,1 млрд рр.) початкової фази формування цих порід.

Ключові слова: циркон, монацит, ізотопний вік, мегаблок, інфраструктура, структурно-речовинний комплекс.

Вступ. Ця стаття продовжує статтю (опублікована у "Мінералогічному журналі", 2016, № 1) [4], у якій викладено результати вивчення акцесорних мінералів із порід, що складають структурно-речовинні комплекси Росинсько-Тікицького мегаблоку у зоні його зчленування з північною частиною Дністровсько-Бузького мегаблоку. Тут ми виклали результати визначення віку цирконів і монацитів із проб, відібраних із глиноземистих метаморфічних і ультраметаморфічних порід Дністровсько-Бузького мега-

блоку в межах північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків, одержані за допомогою уран-свинцевого ізотопного методу.

Геологічна позиція та характеристика проб порід Дністровсько-Бузького мегаблоку. Ділянка в районі с. Ягнятин. Характеризується чергуванням різною мірою мігматизованих гранат-біотитових (часто з кордієритом) плагіогнейсів з плагіомігматитами, які містять останці гранат-біотитових гнейсів. Потужність пачок плагіогнейсів досягає 200 м. Смуги, складені плагіомігматитами і плагіогранітами, менші, а потужність останців плагіогнейсів серед них

© О.В. ЗЮЛЬЦЛЕ, Л.М. СТЕПАНЮК,
В.В. ЗЮЛЬЦЛЕ, Т.І. ДОВБУШ, С.І. КУРИЛО, 2016

не перевищує перших метрів. Простежується нерівномірна калішпатизація усіх породних різновидів.

У кар'єрі, розташованому на правому березі р. Роставиця, переважають грубо-смугасті гранат-біотитові плагіомігматити, меланосома яких представлена гранат-біотитовим або кордієрит-гранат-біотитовим плагіогнейсом, а лейкосома — гранат-біотитовим, інколи з кордієритом, плагіогранітом. Потужність смужок меланосоми зазвичай не перевищує 20—30 см, потужність смуг лейкосоми коливається у дуже широких межах: від кількох сантиметрів до 0,5 м, зрідка до 1—2 м. Більші смуги лейкосоми часто вміщують лінзоподібні останці плагіогнейсу потужністю 0,5—10 см. Контакти смуг лейко- та меланосоми здебільшого чіткі, слабо хвилясті або майже прямолінійні. Простягання смугастості порід орієнтоване на північний захід із падінням на південний захід під кутом 75—90°.

На північній околиці с. Ягнятин у кількох відслоненнях спостережено вивітрілі плагіогнейси, які окрім кордієриту, гранату і біотиту, містять також і силіманіт або андалузит. Смугастість порід має субмеридіональне простягання з падінням на схід під кутом 60—70°.

Проба Я-2/1 відібрана з потужної смуги меланосоми (палеосоми) грубо-смугастого гранат-біотитового плагіомігматиту в кар'єрі на правому березі р. Роставиця (навпроти північної околиці с. Ягнятин). Петрографічно пр. Я-2/1 — це кордієрит-гранат-біотитовий мігматизований плагіогнейс.

Плагіогнейс — сіра, з рожевим відтінком дрібнозерниста чітко-смугаста гнейсувата порода з лепідогранобластовою (ділянками гетерограно- або порфіробластовою) структурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 30—35, кварц — 25—30, гранат — 15—18, кордієрит — 10—15, біотит — 10—12, андалузит — до 2.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 70,34, TiO_2 — 0,46, Al_2O_3 — 12,98, Fe_2O_3 — 0,10, FeO — 4,81, MnO — 0,03, MgO — 1,72, CaO — 2,19, Na_2O — 2,69, K_2O — 2,39, P_2O_5 — 0,06, H_2O^- — 0,14, в. п. п. — 1,63, $\text{S}_{\text{заг}}$ — 0,02, сума — 99,56.

Плагіоклаз у породі представлений олігоклазом. У межах лейкосоми має вигляд таблитчастих і неправильної форми зерен, частіше без двійників або з поодинокими двійниками. Кородований та частково заміщений кварцом. Плагіоклаз у межах меланосоми має вигляд зерен неправильної, близької до ізометричної,

форми. Кварц у межах лейкосоми утворює великі неправильної видовженої форми зерна з різким хвилястим погасанням. У меланосомі зерна кварцу тотожні за розміром зернам плагіоклазу, а їхня форма різноманітна: від ізометричної до видовженої та неправильної. Біотит у меланосомі представлений лусочками жовтувато-коричневого кольору, інколи в зростках із лусочками графіту. Гранат представлений блідо-рожевим альмандином, сильно тріщинуваті зерна якого містять пойкилітові вrostки кварцу та біотиту. Велика кількість вrostків у деяких зернах надає їм "скелетного" вигляду. З гранатом у меланосомі просторово асоціюють кордієрит і андалузит. Кордієрит утворює зерна округлої форми безбарвні або з жовтуватим відтінком поблизу включень зерен циркону. Частина зерен кордієриту по периферії заміщується вторинним світло-зеленим біотитом, у якому трапляються зерна андалузиту. Останні також утворюють скупчення серед первинного біотиту. Акцесорні мінерали представлені апатитом і цирконом.

Циркони плагіогнейсу кордієрит-гранат-біотитового (пр. Я-2/1, с. Ягнятин). Під бінокулярном кристали циркону поділяються на три типи: 1) світло-рожеві водянопрозорі кристали призматичної та видовжено-призматичної форми зі слабо заокругленими ребрами і вершинами; 2) дещо крупніші прозорі світло- та коричневаті-рожеві кристали призматичної та видовжено-призматичної форми (зрідка серед них трапляються тріщинуваті кристали); 3) дуже дрібні прозорі та напівпрозорі кристали ізометричної й еліпсоподібної форми з заокругленими контурами, світло-, бурувато-, коричневаті-рожевого забарвлення.

Завдяки дослідженню зрізів кристалів циркону за допомогою методів оптичної та електронної мікроскопії виявлено їх гетерогенну будову, обумовлену наявністю у деяких кристалів* більш древніх ядер. Ядра азональні, інколи нечітко зональні, ідіоморфні, зрідка заокругленої форми з нерівними контурами границь (рис. 1, а) та незначною тріщинуватістю. Виділяються вони дещо вищим двошаровим будовою та помітно більшою кількістю, ніж в оболонках, включень. Оболонки характеризуються тонкою концентричною зональністю з 12—20 зонами. У деяких кристалах є незначне

* Кристали з реліктовими ядрами зазвичай тріщинуваті (рис. 1, б), але не завжди (рис. 1, а).

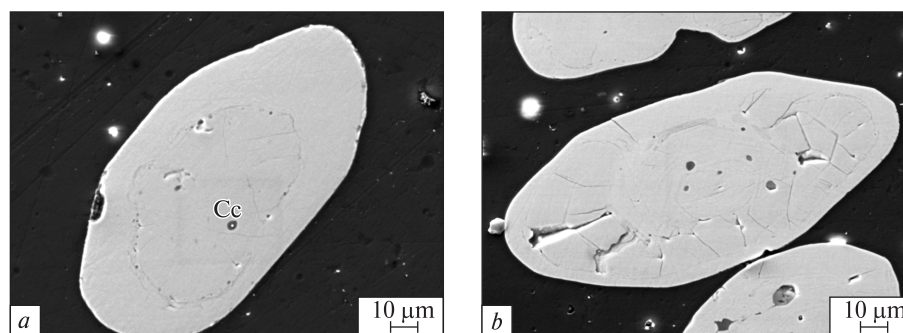


Рис. 1. Мікрофотографія зрізу кристала циркону із плагіогнейсу кордієрит-гранат-біотитового (пр. Я-2/1), режим відбитих електронів *COMPO*: *a* — циркон з округлим ядром із нерівними контурами границь, *b* — кристал зі слабо зональним ідіоморфним ядром, тріщинуватою оболонкою та рекристалізаційним доростанням на верхини граней оболонки

Fig. 1. Micrograph of a crystal section of zircon from cordierite-garnet-biotite plagiogneiss (sample Я-2/1), mode of reflected electrons *COMPO*: *a* — with the rounded nucleus with the rough contours of borders, *b* — crystal with weak zonal idiomorphic nucleus, fractured shell and recrystallization additional growth on the top of shell faces

рекристалізаційне доростання на верхинках (рис. 1, *b*).

Для визначення часу прояву процесу мігматизації з застосуванням уран-свинцевого ізотопного методу ми датували мультизернові наважки різновидів кристалів, намагаючись вибракувати тріщинуваті зерна, в яких зазвичай наявні реліктові ядра. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 1.

Виходячи із наведених в табл. 1 даних та зважаючи на те, що попри всі намагання відібрати для датування кристали без ядер, вочевидь, певна кількість кристалів із ядрами могла потрапити до наважки під час їх відбору під бінокуляром, тому за максимальний вік прояву метаморфізму (ультраметаморфізму) гнейсів варто взяти найменше із отриманих за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значень віку —

2,06 млрд рр. За мінімальний вік циркону ядер треба прийняти найбільше із отриманих за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значень віку — 2,1 млрд рр. Подібні значення віку отримані і для цирконів із плагіограніту.

Пр. Я-2/2 відрізняється з калішпатизованого гранат-біотитового плагіограніту в кар'єрі на правому березі р. Росташиця, навпроти північної околиці с. Ягнятин. Петрографічно пр. Я-2/2 відповідає гранат-біотитовому граніту.

Граніт — рожево-сіра середньозерниста порода з гранітовою структурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 35–40, калішпат — 20–25, кварц — близько 20, біотит — 15–18, гранат — до 5, силіманіт — до 3.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 67,54, TiO_2 — 0,47, Al_2O_3 — 14,80, Fe_2O_3 — 0,19, FeO — 4,02, MnO — 0,04, MgO — 1,72, CaO — 1,84, Na_2O —

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із плагіогнейсу (пр. Я-2/1)

Table 1. Uranium and lead content and isotopic composition of lead in zircons from plagiogneiss (sample Я-2/1)

| Фракція циркону | Вміст, ppm | | Ізотопні співвідношення | | | | | Вік, млн рр. | | |
|-----------------------------|------------|-------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | U | Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| С-Р, І, "дорогоц." | 2034 | 231,1 | 3530 | 7,6423 | 12,672 | 0,10879 | 1,9086 | 666 | 1084 | 2060,1 |
| С-Р, В-Пр, Проз. | 333,6 | 129,1 | 5130 | 7,5614 | 8,9815 | 0,36106 | 6,4624 | 1987 | 2041 | 2095,4 |
| С-Р, Пр, Проз., -0,04 | 330,5 | 131,8 | 2050 | 7,3292 | 8,7352 | 0,36804 | 6,6045 | 2020 | 2060 | 2100,0 |
| С-Р + К-Р, Пр, Проз., +0,07 | 204,5 | 83,76 | 2120 | 7,3325 | 7,1551 | 0,37085 | 6,6625 | 2033 | 2068 | 2102,0 |
| К-Р + Б-Р, І, -0,04 | 608,1 | 229,1 | 3800 | 7,6069 | 11,434 | 0,35800 | 6,3239 | 1973 | 2022 | 2072,3 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2100 млн рр. Б-Р — бурувато-рожевий, В-Пр — видовжено-призматичний, "дорогоц." — дорогоцінний, І — ізометричний, К-Р — коричневатого-рожевий, Пр — призматичний, Проз. — прозорий, С-Р — світло-рожевий.

Note. Correction for the common lead is entered according to Stacey and Kramers age of 2100 Ma. Fractions of zircon: Б-Р — brownish-pink, В-Пр — elongated-prismatic, "дорогоц." — precious, І — isometric, К-Р — brown and pink, Пр — prismatic, Проз. — clear, С-Р — light pink.

2,70, K₂O — 4,95, P₂O₅ — 0,29, H₂O⁻ — 0,05, в. п. п. — 0,97, S_{заг} — 0,02, сума — 99,60.

Плагіоклаз утворює зерна неправильної форми з поодинокими антипертитами, які по краях заміщуються калішпатом, і на деяких ділянках мають вигляд реліктів.

Калішпат утворює ксенобласти і видовжено-таблитчасті зерна, в яких фрагментарно проявлена деформаційна решітка. Зерна вміщують вrostки кварцу та біотиту.

Кварц у вигляді ксенобластів з хвилястим погасанням кородує польові шпати.

Біотит представлений лусочками та пластинками коричневого кольору з плеохроїзмом до світло-жовтого. У них інколи наявні пойкилітові вrostки силіманіту у вигляді пучків видовжених призматичних зерен. У біотиті є також включення зерен циркону і монациту.

Гранат-альмандин трапляється у вигляді великих округлих зазвичай сильно тріщинуватих зерен. По тріщинах гранат заміщений тонколускуватим біотитом зеленуватого кольору. Деякі зерна наповнені краплеподібними вrostками плагіоклазу. *Акцесорні мінерали* тут — циркон, апатит і монацит.

Циркони калішпатизованого гранат-біотитового плагіограніту (пр. Я-2/2), с. Ягнятин представлені декількома відмінами. Під біокуляром кристали циркону поділяються на два типи: 1) світло-коричневі, коричневі, прозорі та напівпрозорі, нетріщинуваті кристали ізометричної форми (зрідка серед них є тріщинуваті); 2) світло-коричневі, коричневі, прозорі та напівпрозорі кристали призматичної форми (зрідка серед них трапляються тріщинуваті, у зламах деяких виявлено ядра рожевого циркону).

Результати уран-свинцевого ізотопного датування мультизернових наважок розмірних

фракцій видовжено-призматичних кристалів циркону наведено у табл. 2.

Ділянка в районі с. Білилівка представлена природними відслоненнями та штучними виробками, де зафіксовано переважно гранат-біотитові плагіогранітоїди з останцями гранат-біотитових плагіогнейсів. Серед плагіогранітоїдів переважають плагіограніти з масивною текстурою та середньозернистою структурою. Є різновиди з тіньовою смугастістю, які на ділянках з концентрацією малопотужних смуг гранат-біотитових плагіогнейсів поступово переходять в ясноту плагіомігматити. Простежується нерівномірна калішпатизація всіх породних різновидів. Потужність останців плагіогнейсів зрідка досягає 0,5—1 м, як правило вона складає 0,1—0,3 м. Контакти плагіогнейсів і плагіогранітоїдів дещо розпливчасті та мають вигляд перехідних зон, представлених тонкосмугастим плагіомігматитом. Смугастість порід доволі витримана і орієнтована субшироко з падінням на північ.

Пр. Бл-1/1 відібрана з плагіогнейсу гранат-біотитового в кар'єрі, розташованому на західній околиці с. Білилівка.

Плагіогнейс — сіра, з рожевим відтінком дрібнозерниста смугаста гнейсувата порода з лепідограно- до гранобластової структурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 35—40, кварц — 20—25, біотит — 25—30, гранат — 10—15.

Хімічний склад, %: SiO₂ — 70,56, TiO₂ — 0,58, Al₂O₃ — 12,84, Fe₂O₃ — 0,99, FeO — 5,46, MnO — 0,06, MgO — 1,87, CaO — 3,34, Na₂O — 2,26, K₂O — 1,10, P₂O₅ — 0,08, H₂O⁻ — 0,18, в. п. п. — 0,91, S_{заг} — 0,02, сума — 100,25.

Плагіоклаз представлений олігоклазом і має вигляд ізометричних або неправильної форми зерен без двійників. *Кварц* утворює агрегатні скупчення зерен неправильної форми. *Біотит*

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із калішпатизованого гранат-біотитового плагіограніту (пр. Я-2/2)

Table 2. Content of uranium and lead and isotopic composition of lead in zircon garnet-biotite plagiogranite (sample Я-2/2)

| Фракція циркону | Вміст, ppm | | Ізотопні співвідношення | | | | | Вік, млн pp. | | |
|-----------------|------------|-------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | U | Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| <0,05, В-Пр | 543,6 | 208,7 | 4860 | 7,7821 | 4,9998 | 0,33467 | 5,8096 | 1861 | 1948 | 2041,5 |
| >0,05, В-Пр | 678,5 | 258,0 | 4550 | 7,6558 | 4,3298 | 0,32320 | 5,6972 | 1805 | 1931 | 2068,6 |

П р и м і т к а. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2060 млн pp. В-Пр — видовжено-призматичний.

Note. Correction for the common lead is entered according to Stacey and Kramers age 2060 Ma. В-Пр — elongated-prismatic.

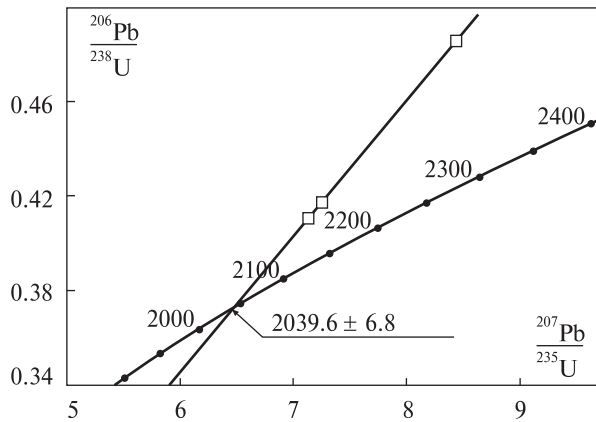


Рис. 2. U-Pb діаграма з конкордією для монациту плагіогнейсу, пр. Бл-1/1

Fig. 2. U-Pb diagram with concordia for monazite plagiogneisses sample Бл-1/1

червонувато-коричневий із плеохроїзмом до коричнювато-жовтого, присутній у пластинках, переважно сконцентрованих на ділянках, збагачених гранатом. Гранат представлений блідо-рожевим альмандином і утворює дрібні, овальної форми "скелетні" зерна з краплепо-

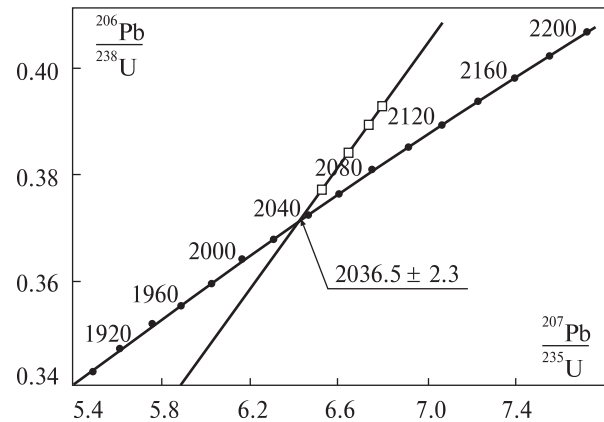


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із пегматиту, пр. В-2/2

Fig. 3. U-Pb diagram with concordia for monazite from pegmatite sample B-2/2

дібними вrostками кварцу. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом, монацитом і графітом.

Циркони плагіогнейсу гранат-біотитового (пр. Бл-1/1, с. Білилівка). Під бінокулярним серед кристалів циркону виділяються декілька

Таблиця 3. Вміст U, Pb та ізотопний склад свинцю в монацитах із плагіогнейсу (пр. Бл-1/1)

Table 3. Uranium and lead content and isotopic composition of lead in monazite from plagiogneiss (sample Бл-1/1)

| Фракція монациту | Вміст, ppm | | Ізотопні співвідношення | | | | | Вік, млн рр. | | |
|------------------|------------|-------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| | U | Pb | $\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$ |
| С-Ж, Проз. | 2043 | 2449 | 4835 | 7,7876 | 0,44875 | 0,41115 | 7,1314 | 2220 | 2128 | 2040,0 |
| " " | 1302 | 2278 | 17150 | 7,9095 | 0,33121 | 0,48660 | 8,4392 | 2556 | 2279 | 2039,9 |
| " " | 400,0 | 468,1 | 7500 | 7,8524 | 0,47481 | 0,41714 | 7,2301 | 2247 | 2140 | 2038,8 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр. С-Ж — світло-жовтий, Проз. — прозорий.

Note. Correction for the common lead is entered according to Stacey and Kramers age 2040 Ma. С-Ж — light yellow, Проз. — clear.

Таблиця 4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із пегматиту (пр. В-2/2)

Table 4. Uranium and lead content and isotopic composition of lead in monazite from pegmatite (sample B-2/2)

| Фракція монациту | Вміст, ppm | | Ізотопні співвідношення | | | | | Вік, млн рр. | | |
|------------------|------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| | U | Pb | $\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$ | $\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$ | $\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$ |
| 1 | 2624 | 8645 | 28650 | 7,9441 | 0,11596 | 0,38911 | 6,7353 | 2119 | 2077 | 2036,5 |
| 2 | 2709 | 8519 | 22200 | 7,9340 | 0,11798 | 0,37706 | 6,5282 | 2063 | 2050 | 2036,8 |
| 3 | 2237 | 7179 | 22730 | 7,9378 | 0,11758 | 0,38355 | 6,6381 | 2093 | 2064 | 2036,2 |
| 4 | 2760 | 8595 | 26310 | 7,9397 | 0,12498 | 0,39283 | 6,8013 | 2136 | 2086 | 2036,9 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2040 млн рр.: 1, 2, 3 і 4 — розмірні фракції, отримані шляхом скочування кристалів по нахиленій площині.

Note. Correction for the common lead is entered according to Stacey and Kramers age 2040 Ma. Fractions of monazite: 1, 2, 3, 4 — size fractions obtained by downloading crystals on inclined plane.

морфологічних типів: 1) безбарвні, водянопрозорі кристали ізометричної форми з сильним скляним блиском; 2) світло-рожеві, водянопрозорі кристали призматичного габітусу з заокругленими контурами вершин і ребер (поверхня граней рівна та блискуча); 3) напівпрозорі, тріщинуваті кристали сірувато-, коричнево-рожевого забарвлення, призматичного габітусу з сильно заокругленими ребрами і вершинами.

Застосування методів оптичної та електронної мікроскопії дало змогу встановити їх гетерогенну будову. Вона обумовлена наявністю азональних ядер ідіоморфної (рідше, округлої) форми. Вони займають 70—85 % площі зрізів кристалів. Оболонки наростають на ядра і характеризуються тонкою концентричною зональністю. Переважній більшості цирконів властива інтенсивна тріщинуватість.

Монацити утворюють світло-жовті водянопрозорі кристали з сильно заокругленими контурами і рівною блискучою поверхнею. Форма кристалів переважно округла ізометрична (шарики), зрідка пампушкоподібна. Поодинокі зерна містять включення рудних мінералів, деякі зерна з поверхні, зазвичай ділянками, покриті гідроокисами заліза. У шліфах монацити переважно трапляються на границях біотит — калішпат, в біотиті, зрідка в калішпаті, кварці та інтерстиціях.

Результати уран-свинцевого ізотопного датування розмірних фракцій монациту, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, наведено в табл. 3.

Вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 3, складає 2039 ± 17 млн рр. Середнє зважене значення віку за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить $2039,6 \pm 6,8$ млн рр., ми приймаємо його за вік монациту (рис. 2). Зважаючи на те, що кристалізація монациту обумовлена процесами калішпатизації, отримане значення віку характеризує саме цей процес.

Ділянка в центральній частині с. Верхівня. У межах ділянки трапляються відслонення, складені пегматоїдними гранітами з поодинокими зернами гранату та кордієриту. Пр. В-2/2 відібрано в центральній частині с. Верхівня з пегматоїдного граніту.

Граніт — сірувато-рожева крупнозерниста масивна порода з пегматоїдною структурою, ускладненою пойкилітовими вrostками квар-

цу. Порода неоднорідна за мінеральним складом, на 90—95 % складається з великих зерен *калішпат-криптопертиту*, в яких перпендикулярно до орієнтації криптопертитів накладаються субпаралельно орієнтовані пертити. *Плагіоклаз* присутній у вигляді поодиноких інтенсивно пелітизованих зерен з тонкими двійниками та мірмекітами кварцу. *Кварц* утворює округлі або неправильної форми вrostки зі звивистими границями. На ділянках з підвищеним вмістом кварцу спостерігаються гніздоподібні скупчення його зерен. На таких ділянках вміст кварцу досягає 40—50 %. *Акцесорні мінерали* представлені *цирконом* і *монацитом*.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 74,08, TiO_2 — 0,07, Al_2O_3 — 14,15, Fe_2O_3 — 0,30, FeO — 0,41, MnO — 0,01, MgO — 0,16, CaO — 1,32, Na_2O — 4,48, K_2O — 4,24, P_2O_5 — 0,02, H_2O^- — 0,16, в. п. п. — 0,41, $\text{S}_{\text{заг}}$ — 0,02, *сума* — 99,66.

Час формування граніту визначали за монацитом. Монацити представлені головним чином сильно сплющеними дископодібними кристалами світло-жовтого (~80 %) та бурувато-жовтого кольору. Світло-жовті зерна прозорі, бурувато-жовті — напівпрозорі, останні зазвичай містять дрібні включення, найчастіше бурі. Поверхня в переважній більшості зерен дрібноямчата, шагренева, зрідка (близько 15 %) рівна, блискуча, контури зерен заокруглені, на їхній поверхні — численні ямки та нарости (сліди-відбитки мінералів сусідів). Після обробки монациту в слабкому розчині соляної кислоти незначна кількість зерен, переважно бурувато-жовті, вкрилася тонкими білими кірочками.

Результати уран-свинцевого ізотопного датування розмірних фракцій монациту, отриманих шляхом скочування кристалів по нахиленій площині, наведені у табл. 4.

За верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними табл. 4, вік монацитів, а отже і пегматиту, що їх вміщує, складає $2036,5 \pm 2,3$ млн рр. (рис. 3).

Обговорення результатів. Для мультизернових наважок кристалів циркону отримано дискордантні значення віку, які розходяться не лише за свинець-урановими співвідношеннями, але і за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, що, найвірогідніше, обумовлене домішкою древнього радіогенного свинцю циркону ядер, які були присутні в частині кристалів. Як зазначено вище, за максимальним віком циркону обо-

лонок, тобто віком процесу, що призвів до формування мігматиту, треба вважати найменші значення віку (2060 млн рр., див. табл. 1), отримані за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Максимальне із отриманих значень віку (2102 млн рр.) може слугувати мінімальним значенням віку циркону ядер, але вік ядер насправді може бути значно древнішим. Дещо молодше значення віку (2041,5 млн рр., див. табл. 2) отримано для однієї із двох мультитизернових наважок циркону із калішпатизованого плагіограніту. Це значення практично повністю співпадає з віком монацитів і оболонок цирконів із гранітів бердичівського типу, поширених в Жезелівському кар'єрі [8].

Подібні значення віку $2039,6 \pm 6,8$ та $2036,5 \pm 2,3$ млн рр. ми отримали для монациту із калішпатизованого плагіогнейсу та для монациту із пегматиту відповідно. Цей факт, як і породна асоціація, до якої входять вивчені породи (високоглиноземисті плагіогнейси, гнейси та гранітоїди, що по них розвиваються), підтверджують припущення про їх приналежність до гранулітової асоціації Дністровсько-Бузького мегаблоку.

Донедавна усі супракрустальні породи гранулітової асоціації Дністровсько-Бузького мегаблоку — дністровсько-бузька та бузька серії — вважалися архейськими. За останні роки було отримано беззаперечні докази того, що серед цих супракрустальних утворень є породи палеопротерозойського віку. До таких утворень, насамперед, належать породи березнинської товщі дністровсько-бузької серії [3, 8], окрім того сумнівно виглядає припущення щодо первинно-осадової природи біотитових і гранат-біотитових гнейсів зеленолевадівської товщі [7]. Однак доведено, що значна частина розрізу — тиврівська товща сформована не пізніше 3,65 млрд рр. тому, зазнала значних структурно-метаморфічних перетворень протягом майже 1,7 млрд рр., останні відбувались 1,95 млрд рр. тому [1]. Отже, серед порід гранулітової асоціації Дністровсько-Бузького мега-

блоку наявні як архейські, так і палеопротерозойські супракрустальні утворення, передбачається наявність плутонітів такого ж віку.

Попри те, що нами не отримано архейських ізотопних дат, ми не можемо виключити наявність у зоні зчленування архейських утворень, оскільки архейські ізотопні дати для цієї ділянки земної кори були визначені раніше по цирконах із порід основного складу та із гранітоїдів [1].

Висновки. 1. Враховуючи, що поява монациту в мінеральних парагенезисах супракрустальних порід і плагіогранітоїдів пов'язана з процесом їх калішпатизації, а в двопольовошпатових гранітах монацит є синпетрогенним мінералом, визначений інтервал значень ізотопного віку монацитів і цирконів із глиноземистих метаморфічних і ультраметаморфічних порід Дністровсько-Бузького мегаблоку (2,04—2,1 млрд рр.) вказує етап остаточного формування даних утворень.

2. Не зважаючи на те, що ми не визначили архейські ізотопні дати, передбачаємо, що формування частини структурно-речовинних комплексів Дністровсько-Бузького мегаблоку, поширених у зоні стикування з Росинсько-Тікицьким мегаблоком, як і значної частини породної асоціації Дністровсько-Бузького мегаблоку, відбувалась, найімовірніше, в архей. Про це свідчить тісна асоціація глиноземистих метаморфічних порід та їхніх ультраметаморфічних аналогів із чарнокітоїдами, зафіксована у багатьох відомих розрізах докембрію Побужжя [1, 4—6].

3. Структурно-метаморфічні перетворення палеопротерозойського етапу (2,04—2,1 млрд рр. тому) відбувались синхронно в обох (Дністровсько-Бузькому і Росинсько-Тікицькому) мегаблоках і супроводжувалися активним проявом палінгенно-метасоматичних процесів, що обумовило діафорез архейської інфраструктури Дністровсько-Бузького мегаблоку і виникнення двопольовошпатових гібридних "полімігматитів" і порфіроподібних гранітоїдів.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Геохронологія раннього докембрія Українського щита*. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. — Киев : Наук. думка, 2005. — 243 с.
2. *Державна геологічна карта України*. Аркуш М-35-XXIV (Сквира), Центральноукраїнська серія. — 1 : 200 000 / В.В. Зюльцле, З.М. Дорковська, М.К. Виходцев, В.В. Бондаренко, Г.Г. Гребнева, С.М. Кулик, В.С. Костюченко, Д.Т. Бевза, Г.С. Сінкевич, Л.П. Нікіташ. — К. : Геоінформ, 2005. — 135 с.
3. *Довбуш Т.И., Скобелев В.М., Степанюк Л.М.* Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // *Минерал. журн.* — 2000. — 22, № 2/3. — С. 132—142.

4. Зюльце О.В., Степанюк Л.М., Зюльце В.В., Довбуш Т.І., Курило С.І. Радіогеохронологія порід зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків. Стаття 1. Геохронологія породних комплексів Росинсько-Тікицького мегаблоку // Мінерал. журн. — 2016. — 38, № 1. — С. 84—95.
5. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. — Киев : Наук. думка, 1985. — 133 с.
6. Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльце О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.И., Кануникова Л.И., Шумлянський Л.В. Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 2010. — Вып. 28. — С. 11—16.
7. Степанюк Л.М. Метасоматична природа біотитових та біотит-гранатових гнейсів Середнього Побужья // Доп. НАН України. — 1997. — № 1. — С. 133—136.
8. Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Курило С.І., Довбуш Т.І., Сергеев С.А., Родіонов М.В. Уран-свинцева ізотопна геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужья (Український щит) // Мінерал. журн. — 2015. — 37, № 3. — С. 51—66.
9. Степанюк Л.М. Хронология проявления эндогенных процессов в гранулитовых комплексах Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита (конец архея — ранний протерозой) // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 2. — С. 68—73.
10. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 3—24.

Надійшла 31.08.2016

REFERENCES

1. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lesnaia, I.M. and Ponomarenko, O.M. (2005), *Geokhronologiya ranneho dokembriia Ukrainskoho shchita*. Arkhei, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 243 p.
2. Ziultsle, V.V., Dorkovska, Z.M., Vikhodtsev, M.K., Bondarenko, V.V., Grebneva, G.G., Kulik, S.M., Kostyuchenko, V.S., Bevza, D.T., Sinkevich, G.S. and Nikitash, L.P. (2005), *Derzhavna geologichna karta Ukrainy, Arkush M-35-XXIV (Skvyra), Tsentral'noukrains'ka seriia, 1 : 200 000*, Geoinform, Kyiv, UA, 135 p.
3. Dovbush, T.I., Skobelev, V.M. and Stepanyuk, L.M. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No 2-3, Kyiv, UA, pp. 132-142.
4. Ziultsle, O.V., Stepanyuk, L.M., Ziultsle, V.V., Dovbush, T.I. and Kurilo, S.I. (2016), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 38, No 1, Kyiv, UA, pp. 84-95.
5. Lesnaia, I.M. (1985), *Geokhronologiya charnokitoidov Pobuzh'ia*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 133 p.
6. Ponomarenko, O.M., Lesnaia, I.M., Ziultsle, O.V., Gatsenko, V.A., Dovbush, T.I., Kanunikova, L.I. and Shumlyan-skiy, L.V. (2010), *Geokhimiia i rudoobrazovanie*, Вып. 28, Kyiv, UA, pp. 11-16.
7. Stepanyuk, L.M. (1997), *Dop. NAN Ukrainy*, No 1, Kyiv, UA, pp. 133-136.
8. Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Petrychenko, K.V., Kurilo, S.I., Dovbush, T.I., Sergeyev, S.A. and Rodionov, M.V. (2015), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 37, No 3, Kyiv, UA, pp. 51-66.
9. Stepanyuk, L.M. (1998), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 20, No 2, Kyiv, UA, pp. 68-73.
10. Shcherbak, M.P. and Bartnitskiy, E.N. (1995), *Geokhimiia i rudoobrazovanie*, No 21, Kyiv, UA, pp. 3-24.

Received 31.08.2016

О.В. Зюльце¹, Л.М. Степанюк¹,
В.В. Зюльце², Т.И. Довбуш¹, С.И. Курило¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудообрання
ім. Н.П. Семененко НАН України
03680, г. Київ-142, Україна, пр-т Акад. Палладина, 34
E-mail: olegzjults@gmail.com; stepaniuk@nas.gov.ua;
kurylo.sergiy@yandex.ru

² Правобережная геологическая экспедиция
ГП "Украинская геологическая компания"
09150, Киев. обл., Белоцерк. р-н, с. Фурсы,
Украина, ул. Советская, 1-а
E-mail: furgeol@mail.ru

РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДНЕСТРОВСКО-БУГСКОГО И РОСИНСКО-ТИКИЧСКОГО МЕГАБЛОКОВ. Статья 2. ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДНЕСТРОВСКО-БУГСКОГО МЕГАБЛОКА

Эта статья продолжает статью (опубликована в "Мінералогічному журналі", 2016, № 1), где были изложены результаты изучения аксессуарных минералов из пород, составляющих структурно-вещественные комплексы Росинско-Тикичского мегаблока в зоне его сочленения с северной частью Днестровско-Бугского мегаблока. В

данной статье приведены результаты определения возраста цирконов и монацитов из проб, отобранных из глиноземистых метаморфических и ультраметаморфических пород Днестровско-Бугского мегаблока в пределах северной части зоны сочленения Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского мегаблоков, полученные с помощью уран-свинцового изотопного метода. Установлено, что изотопный возраст цирконов и монацитов составляет 2,04–2,1 млрд лет. Максимальное значение возраста цирконов получено для сложно построенных кристаллов с ядрами. Поскольку появление монацита в минеральных парагенезисах данных пород связано с процессами их калишпатизации на заключительном этапе формирования, возраст цирконов и монацитов, который был определен, отражает возрастной рубеж этого этапа. Однако тесная ассоциация глиноземистых пород Днестровско-Бугского мегаблока с чарнокитоидами архейского возраста и характер их соотношения с образованиями диафторированной гранулитовой инфраструктуры Росинско-Тикичского мегаблока свидетельствуют об архейском возрасте начальной фазы формирования указанных пород.

Ключевые слова: циркон, монацит, изотопный возраст, мегаблок, инфраструктура, структурно-вещественный комплекс.

*O.V. Ziultsle*¹, *L.M. Stepanyuk*¹,
*V.V. Ziultsle*², *T.I. Dovbush*¹, *S.I. Kurylo*¹

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Av., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: olegziults@gmail.com; stepaniuk@nas.gov.ua;
kurylo.sergiy@yandex.ru

² Geological Expedition Right-Bank State Enterprise "Ukrainian Geological Company"
1-a, Soviet Str., Fursy vil., Belotserkovsky district,
Kyiv region, Ukraine, 09150
E-mail: furgeol@mail.ru

RADIOGEOCHRONOLOGY OF SUTURE ZONE OF THE DNIESTER-BUG AND ROS'-TIKYCH MEGABLOCKS.

Article 2. GEOCHRONOLOGY OF ROCK COMPLEXES OF THE DNIESTER-BUG MEGABLOCK

This article is a continuation of Article 1 (*Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 38, No 1, pp. 84–95), which presents the results of the study of accessory minerals from the rocks that form the structural and substantial complexes of the Ros'-Tikych megablock in the area of suture zone with the northern part of the Dniester-Bug megablock. Article 2 shows the results of determination of the age of zircons and monazites. The U-Pb isotopic method was used to date zircons and monazites sampled from the aluminous metamorphic and ultra-metamorphic rocks of the Dniester-Bug megablock within the northern part of the Dniester-Bug and Ros'-Tikych megablock suture zone. It was found that the isotopic age of zircons and monazites is 2.04–2.1 billion years. Maximum values of zircons age were obtained for the nuclear parts of their zonal grains. Given the fact that the appearance of monazite in the mineral parageneses of these rocks is associated with the kalifeldspatization processes at the final stage of formation, the determined age of zircon and monazite age reflects the milestone of this phase. At the same time, the close association of aluminous rocks of the Dniester-Bug megablock charnockite of the Archean age and the nature of their relationship with the entities of diaphthoresis granulite infrastructure of the Ros'-Tikych megablock evidence for the Archean age of the initial phase of formation of the aforementioned rocks.

Keywords: zircon, monazite, isotopic age, megablock, infrastructure, structural-material complex.