

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. Акад. Палладіна, 34
E-mail: olegzjults@gmail.com; stepanyuk@igmof.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, 1а
E-mail: furgeol@mail.ru

РАДІОГЕОХРОНОЛОГІЯ ПОРІД ЗОНИ ЗЧЛЕНУВАННЯ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО ТА РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКОГО МЕГАБЛОКІВ. Стаття 1. ГЕОХРОНОЛОГІЯ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКОГО МЕГАБЛОКУ

З застосуванням методу мас-спектрометрії визначено вік цирконів і монацитів із проб, відібраних з метаморфічних та ультраметаморфічних порід Росинсько-Тікицького мегаблоку у межах північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків. Установлено, що ізотопний вік цирконів і монацитів становить 2,04–2,1 млрд рр. Виходячи з того, що поява монациту у мінеральному парагенезисі даних порід пов'язана з процесами їх калішпатизації на завершальному етапі формування, визначений вік цирконів і монацитів відображає час прояву процесів калішпатизації. Ці процеси є синхронними із завершальним етапом становлення структурно-речовинних комплексів Дністровсько-Бузького мегаблоку та пов'язані з широким проявом у межах Росинсько-Тікицького мегаблоку палінгенно-метасоматичних процесів, що обумовили діафорез архейської інфраструктури мегаблоку і виникнення двопольовошпатових гібридних "полімігматитів" і плагіоклаз-мікроклінових гранітоїдів.

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

Вступ. Особливістю північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків є дуже складна конфігурація безпосередньої границі структурно-речовинних комплексів (СРК) цих мегаблоків у межах Брусилівської шовної зони [3]. Вона доволі звивиста, з ізольованими фрагментами СРК, характерних для Дністровсько-Бузького мегаблоку, серед СРК, розповсюджених у межах Росинсько-Тікицького мегаблоку. Власне границя являє собою контакт плагіогранітоїдів бердичівського і звенигородського комплексів. Серед перших трапляються чар-

нокітоїди літинського комплексу і останці метаморфічних порід дністровсько-бузької серії, серед других — діоритоподібні породи тетіївського комплексу та останці метаморфічних порід, які до останнього часу відносили переважно до росинсько-тікицької серії або, зрідка, до володарсько-білоцерківської товщі. Однак дослідження петрографічних, петро- та геохімічних параметрів амфіболітів, амфіболових кристалосланців і плагіогнейсів, котрі у межах північно-західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку залягають серед ультраметаморфічних утворень звенигородського та тетіївського комплексів, доводять, що за вказаними ознаками вони практично не відрізняються від порід того ж складу, які безперечно є

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

діафторованими піроксеновими кристалосланцями та плагіогнейсами дністровсько-бузької серії, виявленими у межах північно-східної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку [4]. Таким чином, Росинсько-Тікицький мегаблок не є, як традиційно вважають, структурно-фаціальною зоною, складеною виключно СРК, сформованими в умовах амфіболітової фації. Наявність у межах західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку породних асоціацій діафторованої гранулітової інфраструктури до останнього часу є предметом дискусій, на відміну від визнання такої ситуації для південно-західної частини мегаблоку [1–13].

Результати ізотопного датування порід західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку підтверджують наявність в означеному районі утворень, близьких за віком до архейських СРК Дністровсько-Бузького мегаблоку [8, 10]. У межах Брусилівської шовної зони максимальне значення ізотопного віку (2,97 млрд рр.) отримано для в різній мірі калішпатизованих біотитових плагіогранітоїдів, розкритих кар'єром поблизу с. м. т. Попільня та для амфібол-біотитового плагіогнейсу з відслонення у тому ж районі (2,8 млрд рр.) [8]. Дані ізотопного віку, безперечно, свідчать про наявність у межах західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку порід архейського віку, які практично відсутні на рівні ерозійного зрізу у його центральній і східній частинах. Віковий рубіж близько 2,0 млрд рр. відображає межу остаточного формування в умовах ретроградних метаморфо-метасоматичних процесів СРК Дністровсько-Бузького мегаблоку і гранулітової інфраструктури Росинсько-Тікицького мегаблоку. Цей рубіж відповідає також часу прогресивного метаморфо-метасоматичного перетворення вулканогенно-осадових породних асоціацій центральної та східної частин Росинсько-Тікицького мегаблоку.

Виявлений у межах Брусилівської шовної зони характер співвідношення вказаних вище плагіогранітоїдів з гранат-біотитовими плагіогранітоїдами бердичівського комплексу свідчить про одночасність їх формування [3]. У цирконах з гранат-біотитових плагіогнейсів і плагіогранітоїдів до цього часу не виявлені ізотопні співвідношення, які б відповідали архейському віку. У той же час для Верхнього Побужжя характерними є розрізи, у яких спостерігається "перешаровування" даних плагіогранітоїдів з ендербітами архейського віку.

Для плагіогранітоїдів звенигородського та бердичівського комплексів у межах Брусилівської шовної зони звичайними є прояви їх регресивного перетворення, що полягають у калішпатизації, а також у розкисленні плагіоклазу і збільшенні залізистості біотиту. З цим процесом, який супроводжується діафторезом супракрystalних утворень, пов'язана і поява монациту в метаморфічних і ультраметаморфічних породах. З огляду на цю обставину, ізотопний вік монациту та циркону, що співіснують, характеризує час завершення формування СРК обох мегаблоків.

Результати досліджень цирконів і монацитів із порід північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків висвітлюються у серії із двох статей. У першій із них наведено результати ізотопного датування цирконів і монацитів із метаморфічних і ультраметаморфічних порід СРК Росинсько-Тікицького мегаблоку, а в другій — з порід із СРК Дністровсько-Бузького мегаблоку.

Методи та об'єкти досліджень. Для визначення часу формування метаморфічних і ультраметаморфічних порід північної частини зони зчленування Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького мегаблоків вивчено циркони з проб Я-2/1, Я-2/2, Пг-1/1, Бл-1/1, Т-1/2 та монацити з проб В-2/2, Ш-3, Бл-1/1, Т-1/1, Пг-1/4, К-1/3. Проби Я-2/1, Я-2/2, Бл-1/1, В-2/2 відібрані з породних різновидів структурно-речовинних комплексів Дністровсько-Бузького мегаблоку, а проби Т-1/1, Т-1/2, Ш-3, Пг-1/1, Пг-1/4 і К-1/3 — з породних різновидів структурно-речовинних комплексів Росинсько-Тікицького мегаблоку (рис. 1). У процесі дослідження застосовано оптичні, мікрозондові та ізотопно-геохронологічні методи. Вік порід визначено за цирконами та монацитами класичним уран-свинцевим ізотопним методом у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Хімічну підготовку наважок циркону виконано за стандартною методикою [10].

Для визначення вмісту урану та свинцю в монацитах використали змішаний ($U^{235} + Pb^{206}$) трасер, а в цирконах — ($U^{235} + Pb^{208}$). Ізотопний аналіз урану та свинцю проведено на восьмиколекторному мас-спектрометрі MI-1201AT у статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами Pb



Рис. 1. Схематична геолого-петрографічна карта району досліджень: 1–3 — породні асоціації Дністровсько-Бузького мегаблоку: 1 — метаморфічні породи, сформовані в умовах гранулітової фації, 2 — чарнокітоїди, 3 — гранатвмісні гранітоїди; 4–7 — породні асоціації Росинсько-Тікицького мегаблоку: 4 — метаморфічні породи діафторованої гранулітової інфраструктури, 5 — діоритоїди, 6 — амфіболвмісні гранітоїди, 7 — біотитові гранітоїди; 8 — тектонічні границі Брусилівської шовної зони; 9 — пункти відбору комплексних проб (цифри у кружках): 1 — с. Верховня, 2 — с. Ягнятин, 3 — с. Білилівка, 4 — м. Погребище, 5 — с. Шамраївка, 6 — с. Кашперівка, 7 — с. Теліжинці

Fig. 1. Schematic geological and petrographic map of the study area: 1–3 — rock associations of the Dniester-Bug megablock: 1 — metamorphic rocks, 2 — charnockite types, 3 — garnet granitoids; 4–7 — rock associations of the Ros'-Tikych megablock: 4 — metamorphic rocks, 5 — dioritoids, 6 — amphibolite granitoids, 7 — biotite granitoids; 8 — tectonic boundaries of the Brusyliv seam zone; 9 — sampling points (numbers in circles): 1 — Verkhivnya vil., 2 — Yagnyatyn vil., 3 — Bilylivka vil., 4 — Pohrebyshe city, 5 — Shamrayivka vil., 6 — Kashperivka vil., 7 — Telizhyntsi vil.

Dat та ISOPLOT. Похибки визначення віку наведено за 2 σ . Для перевірки метрологічних характеристик U-Pb ізотопного методу використовували стандарт циркону ІГМР-1.

Дослідження зрізів зерен цирконів виконано за допомогою растрового електронного мікроскопа РЕМ-106 (режим BSE) у лабораторії прецизійних аналітичних досліджень УкрДГРІ, оптичні дослідження — в ІГМР НАН України на поляризаційному мікроскопі. Він дозволяє отримати зображення, на яких добре видно анатомію кристалів циркону.

Геологічна позиція та характеристика проб із порід Росинсько-Тікицького мегаблоку. Ділянка в районі с. Теліжинці. На ділянці серед розташованих на півдні і півночі поблизу с. Теліжинці біотитових мігматитів у відслоненнях на території села зафіксовано діоритоподібні породи, здебільшого в різній мірі біотитизовані і окварцовані. Їм властива ледве помітна смугастість, орієнтована субширотно з падінням на північ під кутом близько 80°.

Серед діоритоподібних порід подекуди спостерігаються останці біотит-роговообманкового кристалосланцю (біотитизованого і епідитизованого амфіболіту) потужністю від 10 до 40 см. Контакти останців чіткі, майже прямолінійні. За простяганням останці виклинюються протягом перших метрів.

Пр. Т-1/1 відібрано з кристалосланцю у відслоненні на південно-східній околиці с. Теліжинці, вище греблі млина.

Кристалосланець — темно-сіра до чорної дрібнозерниста неясносмугаста порода, з ліпідогранобластовою, ділянками гетерогранобластовою мікроструктурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 60–65, рогова обманка — 18–23, біотит — 10–12, кварц — 2–3, епідот — 2–3.

Хімічний склад, %: SiO₂ — 57,05, TiO₂ — 0,66, Al₂O₃ — 18,27, Fe₂O₃ — 1,97, FeO — 4,65, MnO — 0,08, MgO — 2,26, CaO — 6,87, Na₂O — 4,39, K₂O — 1,59, P₂O₅ — 0,32, H₂O⁻ — 0,19, в. п. п. — 1,22, S_{заг} — 0,10, сума — 99,62.

Плагіоклаз представлений андезином і має вигляд табличчастих або близьких за формою до таких зерен з двійниками та без них. Рогова обманка наявна у вигляді призматичних і неправильної форми зерен синьо-зеленого забарвлення з плеохроїзмом до трав'янисто-буруватого, заміщується біотитом, кварцом та епідотом. Біотит має вигляд лусок, які плеохроюють від бурувато-зеленого до солом'яно-жовтого. Кварц трапляється у вигляді ксенобласт серед рогової обманки та плагіоклазу або у вигляді краплеподібних вrostків у плагіоклазі. Акцесорні мінерали представлені сфеном, монацитом, апатитом і магнетитом.

Монацити — світло-жовті прозорі зерна з рівною блискучою поверхнею. Контури зерен сильно заокруглені, форма — пампушко-, дископодібна. Трапляються зростання з темними мінералами (біотит ?) та їх включення усередині зерен. Досить поширеними є включення ізометричних зерен циркону.

Результати ізотопного датування різних фракцій монацитів, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, наведено в табл. 1.

За верхнім перетином дискордії, розрахованої за наведеними в табл. 1 аналітичними даними, вік монацитів біотит-роговообманкового кристалосланцю складає $2038 \pm 8,6$ млн рр. (рис. 2).

Пр. Т-1/2 відібрано у тому самому відслоненні з діоритоподібної породи. Це темно-сіра, переважно середньозерниста, масивна порода з тінювою смугастістю та гіпідіоморфнозернистою, гетерогранобластовою мікроструктурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — ~50, рогова обманка — 25—30, біотит — 7—10, кварц — 7—10.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 58,41, TiO_2 — 0,44, Al_2O_3 — 15,39, Fe_2O_3 — 3,34, FeO — 4,13, MnO — 0,13, MgO — 4,50, CaO — 5,67, Na_2O — 3,15, K_2O — 2,13, H_2O^+ — 0,56, в. п. п. — 1,77, су-ма — 99,62.

Плагіоклаз утворює таблитчасті зерна неоднорідної будови з плямисто-зональним погасанням, частіше всього з двійниками. Рогова обманка наявна у зернах здебільшого призматичної форми та має синьо-зелене забарвлення з плеохроїзмом до жовто-зеленого. Подекуди інтенсивно заміщується біотитом, який

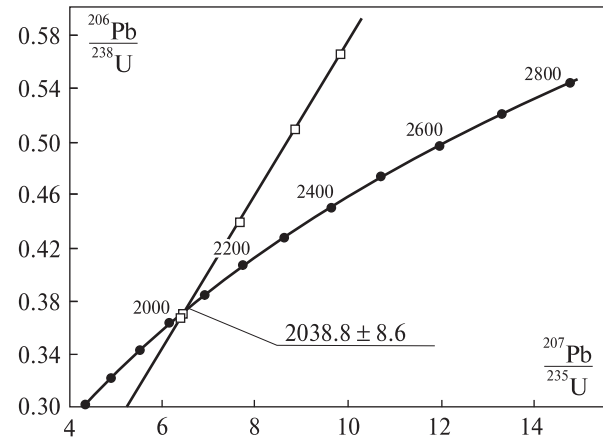


Рис. 2. U-Pb діаграма з конкордією для монациту із кристалосланцю, пр. Т-1/1

Fig. 2. U-Pb diagram with concordia for monazite crystalline schists, sample T-1/1

часто "розчленовує" найбільші її зерна. Біотит нерівномірно розподілений у породі і утворює пластинки та луски з плеохроїзмом від буровато-зеленого до солом'яно-жовтого. Кварц має вигляд великих ксенобласт, які розміщені між зернами плагіоклазу. Акцесорні мінерали представлені епідотом і цирконом.

Циркони з діоритоподібної породи (пр. Т-1/2, с. Теліжинці).

Під бінокулярним серед кристалів циркону виділено два морфологічні типи: 1) коричнювато-рожеві, в поодиноких випадках — світло-рожеві кристали ізометричної, еліпсоподібної форми, прозорі, нетріщинуваті; 2) видовжено-призматичні кристали з заокругленими вершинами та ребрами (грані рівні та блискучі), однорідні, напівпрозорі, коричнювато-рожевого забарвлення.

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із кристалосланцю (пр. Т-1/1)

Table 1. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazite crystalline schists (sample T-1/1)

| Фракція мінералу (Mineral fraction) | Вміст (Content), ppm | | Ізотопні співвідношення (Isotopic ratios) | | | | | Вік, млн рр. (Age, Ma) | | |
|--|-------------------------|------|--|---|---|--|--|--|--|---|
| | 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 | 2328 | 7323 | 25770 | 7,9390 | 0,18952 | 0,56600 | 9,7996 | 2891 | 2416 | 2036,9 |
| С-Ж, В-Проз | 1023 | 2711 | 21980 | 7,9114 | 0,20520 | 0,50914 | 8,8398 | 2653 | 2322 | 2041,8 |
| С-Ж, Нп-Проз | 2982 | 6518 | 27170 | 7,9076 | 0,21729 | 0,43968 | 7,6446 | 2349 | 2190 | 2044,3 |
| С-Ж, Проз | 4452 | 9561 | 16890 | 7,9158 | 0,18019 | 0,37046 | 6,4191 | 2032 | 2035 | 2038,3 |
| С-Ж, Проз і Нп-Проз | 4485 | 9854 | 19760 | 7,9384 | 0,17467 | 0,36934 | 6,3872 | 2026 | 2031 | 2034,8 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр. Фракція монациту: С-Ж — світло-жовта, В-Проз — водяно-прозора, Проз — прозора, Нп-Проз — напівпрозора.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2040 Ma. Monazite fraction: С-Ж — light yellow, В-Проз — water-clear, Проз — clear, Нп-Проз — translucent.

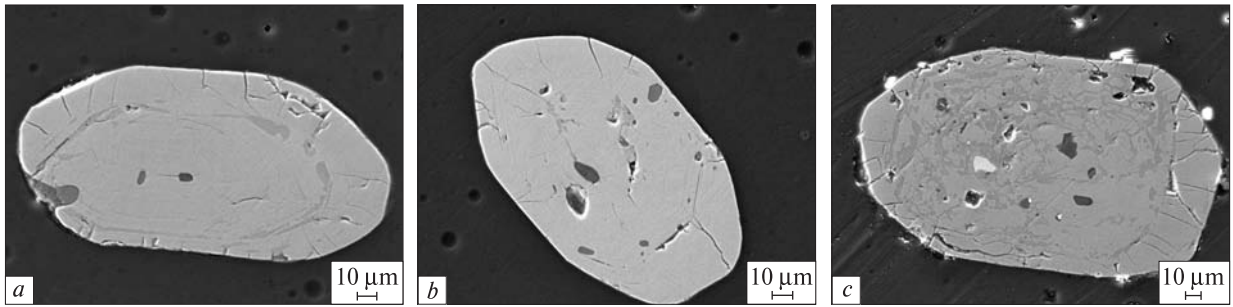


Рис. 3. Мікрофотографія зрізу кристала циркону із діоритоподібної породи (пр. Т-1/2), режим відбитих електронів *COMPO*: *a, b* — ідіоморфні ядра; *c* — неоднорідне, округле ядро з тріщинуватими оболонками

Fig. 3. Photomicrograph of a crystal cut in zircon diorite sample T-1/2, mode ejected electrons *COMPO*: *a, b* — idiomorphic nucleus; *c* — non-uniform, round nucleus with a fractured shell

В результаті дослідження зрізів кристалів під поляризаційним мікроскопом виявлено, що більшість кристалів без ядер, з тонкою концентричною зональністю (кількість зон коливається від 5 до 17). Деякі кристали містять азональні ядра (займають 40—50 % площі кристала), які відрізняються від оболонок більшою кількістю включень та вищим двозаломленням, а також помітною мутнуватою (менш прозорою) за одного ніколя.

Вивчення зрізів кристалів за допомогою електронного мікроскопа у режимі *BSE* дало змогу виявити, що ядра мають ідіоморфну, зрідка округлу форму. У деяких ядер досить неоднорідна будова і слабо помітна концентрична зональність, оболонки подекуди тріщинуваті (рис. 3).

Результати уран-свинцевого ізотопного датування обох морфологічних типів кристалів наведено в табл. 2. Вони дозволяють, враховуючи наявність у деяких кристалів реліктових ядер, стверджувати, що максимальний вік циркону з діоритоподібної породи (пр. Т-1/2) становить 2,08 млрд рр., мінімальний вік циркону

ядер — 2,1 млрд рр. Незначне підвищення віку цирконів пр. Т-1/2 у призматичних та видовжено-призматичних кристалів, порівняно з ізометричними, може бути обумовлено або древнішим віком ядер у видовжено-призматичних кристалах, або їх порівняно більшим об'ємом в цій фракції.

Ділянка в районі м. Погребище. Ділянка на схід від м. Погребище і до с. Круподеринці складена своєрідними "полімігматитами", у яких палеосомаю слугують смуги в різній мірі калішпатизованого біотитового або амфібол-біотитового плагіограніту (плагіомігматиту), а лейкосома представлена лейкократовим гранітом, часто пегматоїдного вигляду. Найбільш розповсюдженим є різновид "полімігматитів" з чергуванням смужок плагіогранітного та гранітного складу потужністю 1—2 см. Контакти їх дещо розпливчасті, але добре помітні. Серед "полімігматитів" спостерігаються більш потужні останці середньо-дрібнозернистого плагіомігматиту з тінювою смугастістю. Плагіомігматити з різною інтенсивністю калішпатизовані за рахунок появи порфіробластів мікрокліну, які

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із діоритоподібної породи (пр. Т-1/2)
Table 2. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in zircon diorite rock (sample T-1/2)

| Фракція мінералу (Mineral fraction) | Вміст (Content), ppm | | Ізотопні співвідношення (Isotopic ratios) | | | | | Вік, млн рр. (Age, Ma) | | |
|--|----------------------|-------|--|---|---|--|--|--|--|---|
| | U | Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| I, К-Р, Проз | 178,9 | 73,49 | 3630 | 7,5643 | 6,0179 | 0,36666 | 6,5061 | 2014 | 2047 | 2080,2 |
| В-Пр, К-Р, Нп-Проз | 386,2 | 151,4 | 3460 | 7,4722 | 8,5940 | 0,36304 | 6,5150 | 1997 | 2048 | 2100,1 |

Примітка. Фракція циркону: I — ізометрична, К-Р — коричнево-рожева, Проз — прозора, В-Пр — видовжено-призматична, Нп-Проз — напівпрозора.

Note. Zircon fraction: I — isometric, К-Р — brown-rose, Проз — clear, В-Пр — extended-prismatic, Нп-Проз — translucent.

часто концентруються в смуги, що наближає породу до "полімігматиту". Останці відносно слабо калішпатизованих плагіомігматитів мають потужність до кількох метрів. Смуґастість порід орієнтована на північний захід з падінням на північний схід під кутом 70–90°. "Полімігматити" часто містять смуги або лінзи амфібол-біотитових плагіогнейсів і біотитизованих амфіболітів. Контакти останців чіткі і згідні зі смуґастістю вмісних порід. Потужність смуг плагіогнейсів складає від 10–40 см до 2,5 м, амфіболітів — від 5–30 см до 3 м.

Пр. Пг-1/1 та Пг-1/4 відібрано у кар'єрі, який закладений на правому березі р. Роська між м. Погребище та с. Круподеринці.

Пр. Пг-1/1 відібрано з великого останця амфіболіту.

Амфіболіт — темно-сіра до чорної дрібнозерниста, практично масивна порода з бластопорфіровою мікроструктурою. Мінеральний склад, %: роґова обманка — 55, плагіоклаз — 40, кварц — 5, біотит — до 1.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 52,18, TiO_2 — 0,92, Al_2O_3 — 16,33, Fe_2O_3 — 2,65, FeO — 5,95, MnO — 0,08, MgO — 6,31, CaO — 8,84, Na_2O — 2,60, K_2O — 2,25, P_2O_5 — 0,10, H_2O^+ — 0,12, в. п. п. — 1,70, сума — 100,03.

Роґова обманка представлена зернами з плеохроїзмом від зеленого до солом'яно-жовтого. *Плагіоклаз* присутній у вигляді таблитчастих зерен з широкими двійниковими смужками та за складом є андезином. *Кварц* утворює великі ксенобласти з мозаїчним погасанням. *Біотит* трапляється у вигляді поодиноких лусок, які заміщують роґову обманку. *Акцесорні мінерали* представлені апатитом і цирконом.

Циркони з амфіболіту (пр. Пг-1/1, м. Погребище).

Під бінокулярном кристали циркону поділяються на такі морфологічні типи: 1) великі прозорі і напівпрозорі, буро-коричневого, коричневого забарвлення, призматичної форми з заокругленими ребрами та вершинами, з нерівною поверхнею площин граней призми; 2) дрібніші, еліпсоподібні, коричневого і світло-коричневого забарвлення, напівпрозорі, зі скляним блиском; 3) дрібні, світло- або рожево-коричневі, видовжено-призматичної, зрідка овальної форми, прозорі зі скляним блиском.

Завдяки дослідженню зрізів кристалів під поляризаційним мікроскопом встановлено їхню гетерогенну будову, що обумовлена наявністю ядер та оболонок. Ядра азональні, оваль-

ної форми з нерівними контурами границь (займають 30–60 % площі зрізу кристала), інколи за одного ніколя виділяються за більш густим забарвленням, а в схрещених ніколях — більш високим показником двозаломлення. Оболонки характеризуються концентричною магматичною зональністю, досить часто розбиті тріщинами.

В результаті вивчення зрізів кристалів за допомогою електронного мікроскопа у режимі *BSE* виявлено складну внутрішню будову деяких кристалів: наявність ксеноморфного азонального ядра, на яке наростає тонкозональна оболонка, що в деяких кристалах оточена рекристалізаційним тріщинуватим цирконом.

Пр. Пг-1/4, що відібрана з калішпатизованого плагіограніту, є "гранітною" складовою "полімігматитів".

Калішпатизований плагіограніт — рожево-сіра дрібно-середньозерниста, практично масивна порода з гіпідіоморфнозернистою мікроструктурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 30, мікроклін — 30, кварц — 30, біотит — 10.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 73,80, TiO_2 — 0,12, Al_2O_3 — 13,20, Fe_2O_3 — 0,70, FeO — 0,58, MnO — 0,03, MgO — 1,36, CaO — 2,00, Na_2O — 4,01, K_2O — 3,11, P_2O_5 — 0,02, в. п. п. — 0,93, сума — 99,86.

Плагіоклаз представлений розкисленими по краях до альбіту зернами олігоклазу, які на контактах з мікрокліном проростають мірмекитами. Окремі зерна плагіоклазу мають вигляд реліктів серед скупчень зерен мікрокліну. *Мікроклін* присутній у вигляді зерен неправильної або таблитчастої форми з чіткою ґратчастою структурою. *Кварц* має вигляд ксеноморфних зерен із хвилястим погасанням. *Біотит* утворює лусочки видовженої форми з плеохроїзмом у коричневих тонах. *Акцесорні мінерали* представлені монацитом і цирконом.

Монацит — переважно світло-жовті прозорі, сильно сплюснені дископодібні, поодинокі пампушкоподібні зерна. Конттури зерен заокруглені, в переважній більшості з них добре розвинені грані пінакоїда, що і обумовлює їх дископодібні конттури. Поверхня зерен шаґренева і лише в поодиноких — рівна, блискуча. Зрідка зерна містять, зазвичай з поверхні, дрібні включення бурого кольору.

Результати ізотопного датування розмірних фракцій монацитів, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, наведено в табл. 3.

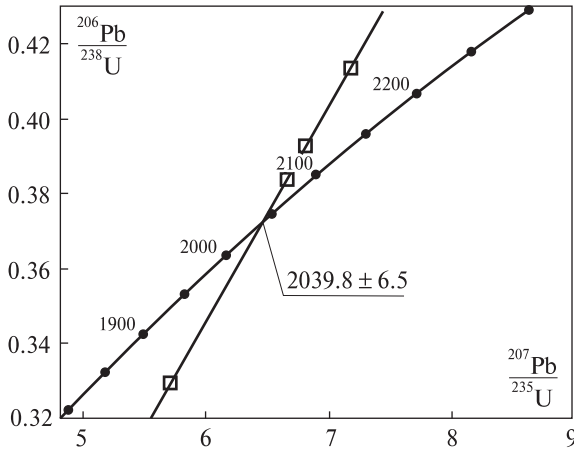


Рис. 4. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із граніту, пр. ПГ-1/4

Fig. 4. U-Pb diagram with concordia for monazite kalifeldspatization plagiogranite, sample ПГ-1/4

За верхнім перетином дискордії, розрахованої за наведеними в табл. 3 аналітичними даними, вік монацитів складає для граніту (пр. ПГ-1/4) — $2038,9 \pm 6,5$ млн рр. (рис. 4).

Ділянка в районі с. Шамраївка. Породи ділянки розкриті кар'єром, який знаходиться на схід від с. Шамраївка. Основний породний фон — це метасоматично змінені біотитові плагіогранітоїди. Переважають середньозернисті плагіограніти, які мають розпливчасті контакти з менш поширеними зміненими плагіомігматитами, для яких характерна тіньова смугастість. Метасоматичні зміни плагіогранітоїдів полягають у мікроклінізації та мусковітизації різної інтенсивності. Інтенсивність змін помітно підвищується поблизу жильних тіл пегматоїдних гранітів, якими насичені стінки кар'єру. В кар'єрі наявні останці біотитизованих амфібо-

літів, які мають чіткі, різноорієнтовані контакти з плагіогранітоїдами.

Пр. Ш-3 відібрано з метасоматично зміненого біотитового плагіограніту.

Плагіограніт — рожево-сіра велико-середньозерниста, практично масивна порода з гіпідіоморфнозернистою, близькою до гранітною, мікроструктурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 30—35, мікроклін — 30—35, кварц — 30—35, біотит — 1—5, мусковіт — 2—3.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 73,38, TiO_2 — 0,14, Al_2O_3 — 12,68, Fe_2O_3 — 0,65, FeO — 2,08, MnO — 0,02, MgO — 0,47, CaO — 1,38, Na_2O — 3,59, K_2O — 4,38, P_2O_5 — 0,08, H_2O^- — 0,15, в. п. п. — 0,62, $\text{S}_{\text{зар}}$ — 0,02, сума — 99,64.

Плагіоклаз представлений олігоклазом і альбітом, наповнений пелітоморфними часточками. **Мікроклін** — свіжий грубогратчастий, явно метасоматично заміщує плагіоклаз, часто з реліктовими зернами плагіоклазу. **Кварц** рівномірно розподілений у породі, кородує та частково заміщує польові шпати. **Біотит** присутній у вигляді дрібних темно-бурих, майже чорних лусочок, інтенсивно мусковітизований, частково епідотизований. **Мусковіт** має вигляд дрібних лусочок, які заміщують плагіоклаз і біотит. **Акцесорні мінерали** представлені апатитом, цирконом і монацитом.

Монацити спостерігаються в пампушкоподібних, псевдопризматичних, зрідка дископодібних зернах зі слабо заокругленими контурами та окремими гранями і навіть ребрами. Поодинокі кристали мають сильно заокруглені контури. У переважній більшості зерен поверхня дрібноямчаста, шагренева і лише в поодиноких, зазвичай світло-жовтих водянопрозорих, — рівна та блискуча.

Таблиця 3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із каліфелдспатизованого плагіограніту (пр. ПГ-1/4)

Table 3. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazite kalifeldspatization plagiogranite (sample ПГ-1/4)

| Фракція мінералу (Mineral fraction) | Вміст (Content), ppm | | Ізотопні співвідношення (Isotopic ratios) | | | | | Вік, млн рр. (Age, Ma) | | |
|-------------------------------------|----------------------|-------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | 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 | 1771 | 3194 | 2275 | 7,6301 | 0,19466 | 0,32947 | 5,6950 | 1836 | 1931 | 2033,9 |
| 2 | 2681 | 6510 | 1350 | 7,3551 | 0,16462 | 0,38373 | 6,6817 | 2094 | 2070 | 2046,9 |
| 3 | 3470 | 7383 | 1380 | 7,3844 | 0,19821 | 0,39246 | 6,8158 | 2134 | 2088 | 2042,3 |
| 4 | 9228 | 19632 | 1780 | 7,5115 | 0,21069 | 0,41364 | 7,1758 | 2232 | 2134 | 2040,4 |

Примітка. Pb_r — радіогенний Pb.

Note. Pb_r — radiogenic Pb.

За кольором спостерігається широка гама кристалів із поступовими переходами від світло-жовтих (менше 5 %), через зеленкувато-жовті до зеленкувато-сірих. Зрідка кристали темно-сірі, майже смоляно-чорні непрозорі. Досить часто помітні включення, переважно з поверхні, та зростання з рудними мінералами.

Результати уран-свинцевого ізотопного датування фракцій монациту наведено в табл. 4.

За верхнім перетином дискордії, розрахованої за наведеними в табл. 4 аналітичними даними, вік монацитів складає для метасоматично зміненого біотитового плагіограніту (пр. Ш-3) — $2036,9 \pm 3,2$ млн рр. (рис. 5). Оскільки кристалізація монациту обумовлена процесом калішпатизації, отриманий вік характеризує саме час прояву цього процесу.

Ділянка в районі с. Кашперівка. Найбільш повно асоціація порід цієї ділянки розкрита кар'єром, розташованим на правому березі р. Роська на південний схід від с. Кашперівка. Основний породний фон ділянки складають тіньові біотитові мігматити, які переходять у масивні біотитові граніти, часто мусковітیزовані. Характерна наявність останців біотитроговообманкових кристалосланців, часто діоритизованих, з переходом у діоритоподібні породи. Контакти кристалосланців із гранітоїдами більш-менш чіткі, а діоритоподібних порід із гранітоїдами — зазвичай розпливчасті. Смугастість гранітоїдів і контакти останців орієнтовані на північний захід з падінням на південний захід під кутом $60\text{--}80^\circ$.

Пр. К-1/3 відібрано з мусковітизованого біотитового граніту.

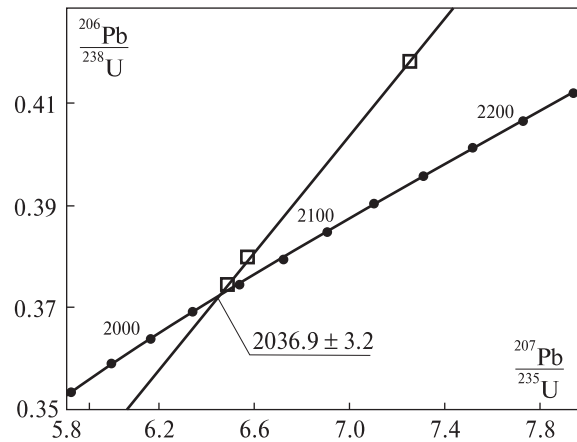


Рис. 5. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із плагіограніту, пр. Ш-3

Fig. 5. U-Pb diagram with concordia for monazite biotite plagiogranite, sample Ш-3

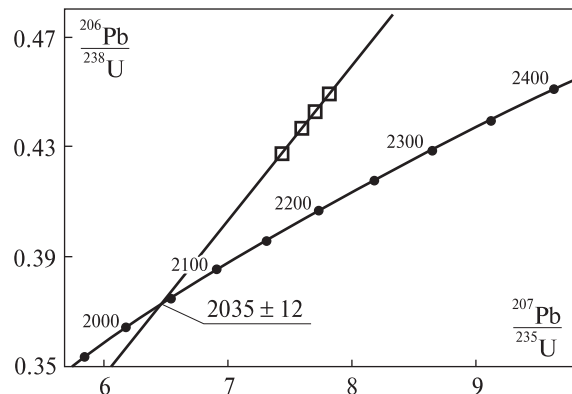


Рис. 6. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із мусковітизованого біотитового граніту, пр. К-1/3

Fig. 6. U-Pb diagram with concordia for monazite biotite granite, sample К-1/3

Таблиця 4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із метасоматично зміненого біотитового плагіограніту (пр. Ш-3)

Table 4. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazite biotite plagiogranite (sample Ш-3)

| Фракція мінералу (Mineral fraction) | Вміст (Content), ppm | | Ізотопні співвідношення (Isotopic ratios) | | | | | Вік, млн рр. (Age, Ma) | | |
|-------------------------------------|----------------------|-------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | U | Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| Заг., С-Ж, I | 3563 | 9771 | 4520 | 7,7888 | 0,13734 | 0,37448 | 6,4843 | 2050 | 2044 | 2037,1 |
| <0,04, С-Ж, I | 2853 | 8763 | 5380 | 7,8088 | 0,13702 | 0,41876 | 7,2593 | 2255 | 2144 | 2039,0 |
| 0,07 + 0,04, С-Ж, I | 3286 | 9067 | 5000 | 7,8088 | 0,13852 | 0,37974 | 6,5730 | 2075 | 2056 | 2036,4 |
| 0,1—0,07, С-Ж, I | 3705 | 13100 | 4870 | 7,7954 | 0,13761 | 0,48374 | 8,3832 | 2544 | 2273 | 2038,5 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр. Фракція монациту: Заг. — загальна, не поділена на фракції, С-Ж — світло-жовта, I — ізометрична.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2040 Ma. Monazite fraction: Заг. — unrequited fractions, С-Ж — light yellow, I — isometric.

Таблиця 5. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із мусковітзованого біотитового граніту (пр. К-1/3)

Table 5. Uranium and lead content, and isotopic composition of lead in monazite biotite granite (sample K-1/3)

| Фракція мінералу (Mineral fraction) | Вміст (Content), ppm | | Ізотопні співвідношення (Isotopic ratios) | | | | | Вік, млн рр. (Age, Ma) | | |
|-------------------------------------|----------------------|------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | 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 | 1508 | 6069 | 336,8 | 6,0555 | 0,11432 | 0,44656 | 7,7563 | 2380 | 2203 | 2042,5 |
| 2 | 1538 | 5966 | 352,5 | 6,1244 | 0,11781 | 0,44321 | 7,6912 | 2365 | 2196 | 2040,9 |
| 3 | 1617 | 6221 | 317,6 | 5,9737 | 0,11517 | 0,42840 | 7,4337 | 2298 | 2165 | 2040,8 |
| 4 | 1685 | 6402 | 376,4 | 6,2139 | 0,11829 | 0,43688 | 7,5834 | 2337 | 2183 | 2041,4 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн рр., Pb_r — радіогенний Pb.

Note. Amendment to the usual lead introduced by Stacey and Kramers for the age 2040 Ma, Pb_r — radiogenic Pb.

Граніт — рожево-сіра велико-середньозерниста масивна порода з гранітною мікροструктурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 30—35, мікроклін — 30—35, кварц — ~30, біотит — до 5, мусковіт — 2—3.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 73,34, TiO_2 — 0,09, Al_2O_3 — 12,98, Fe_2O_3 — 0,31, FeO — 2,01, MnO — 0,02, MgO — 0,32, CaO — 0,58, Na_2O — 3,39, K_2O — 5,49, P_2O_5 — 0,06, H_2O^- — 0,10, в. п. п. — 0,87, $\text{S}_{\text{заг}}$ — <0,02, сума — 99,56.

Плагіоклаз представлений олігоклазом у зернах з погано вираженими двійниками, інколи з реліктовою зональністю. Значна частина зерен розкислена до альбіту. Розкислення супроводжується серицитизацією та інтенсивною мусковітизацією. Мікроклін представлений зернами з грубою гратчастою структурою. Кварц має вигляд окремих ксенобласт і агрегатних скупчень зерен. Біотит має темне, зеленкувато-буре забарвлення, часто мусковітизований, місцями до повного заміщення мусковітом. Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом і монацитом.

Монацит спостерігається у блідо-жовтих прозорих ізометричних та пампушкоподібних, зрідка псевдопризматичних зернах з дрібноямчастою, шагреневою поверхнею. Поодинокі зерна з поверхні слабоозалізнені, що надає їм

буруватого відтінку. Контури зерен сильно заокруглені, кристали практично не мають ні ребер, ні навіть окремих граней.

Результати ізотопного датування розмірних фракцій монациту, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, наведено в табл. 5.

За верхнім перетином конкордії лінією регресії вік монациту становить 2035 ± 12 млн рр. (рис. 6), середнє зважене значення віку за ізотопним співвідношенням — $2041,6 \pm 0,8$ млн рр., яке ми і вважаємо віком монациту та граніту, що його вміщує.

Висновки. Циркони без реліктових ядер та монацити метаморфічних і ультраметаморфічних порід західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку мають близькі значення ізотопного віку (2,04—2,1 млрд рр.), що співпадають із віком цих мінералів із порід Дністрівсько-Бузького мегаблоку.

У той же час архейські ізотопні дати цирконів із метаморфічних і ультраметаморфічних порід Росинсько-Тікицького мегаблоку дозволяють припустити, що структурно-речовинні комплекси західної частини даного мегаблоку почали формуватись у археї [8, 10]. Симптоматично, що архейські та протерозойські вікові дати виявляють породи з одних і тих же ділянок (м. Погребище, с. Теліжинці).

ЛІТЕРАТУРА

1. Безвинний В.П. Про типізацію, генезис та формаційну належність амфіболітів росинсько-тікицької серії // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2002. — № 21—22. — С. 39—41.
2. Безвинний В.П., Циба М.М., Донець Г.А., Борисенко Т.С., Скобельська А.К., Мокісць В.О., Охінько З.П., Ляшенко П.О. Державна геологічна карта України. Центральнoукраїнська серія. Аркуші М-36-ХІХ (Біла Церква), М-36-ХХV (Умань). — 1 : 200000. — К. : Геоінформ, 2006. — 164 с.

3. Зюльцле В.В., Дорковська З.М., Виходцев М.К., Бондаренко В.В., Гребнева Г.Г., Кулик С.М., Костюченко В.С., Бевза Д.Т., Синкевич Г.С., Нікіташ Л.П. Державна геологічна карта України. Аркуш М-35-XXIV (Сквира). Центральноросійська серія. — 1 : 200000. — К. : Геоінформ, 2005. — 135 с.
4. Зюльцле О.В., Зюльцле В.В. Особливості геологічної будови північної частини зони зчленування Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького мегаблоків // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2014. — № 3—4. — С. 191—204.
5. Кирилюк В.П. Стратиграфія докембрія західної частини Українського щита (на формационній основі). Ст. 2. Формации позднеархея и протерозоя и сводная стратиграфическая схема // Геол. журн. — 1982. — 42, № 4. — С. 30—41.
6. Кирилюк В.П., Сиворонов А.О., Яценко Г.М. Про структурне та вікове взаємоспіввідношення тікицького та звенигородського комплексів // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1974. — № 7. — С. 586—588.
7. Лысак А.М., Пащенко В.Г. Собитовая формация западной части Украинского щита (объем и внутреннее строение) // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. — Львов : Вища шк., 1981.
8. Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльцле О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.И., Кануникова Л.И., Шумлянський Л.В. Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита // Геохімія та рудоутворення. — 2010. — № 28. — С. 11—16.
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., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев : Наук. думка, 2005. — 241 с.
11. 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.
12. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. — Львов : ЗУКЦ, 2005. — 366 с.
13. Ярошчук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев : Наук. думка, 1983. — 224 с.

Надійшла 15.01.2016

REFERENCES

1. Bezvinnij, V.P. (2002), *Visn. Kyiv Univ., Geology*, Kyiv, Ukraine, No 21-22, pp. 39-41.
2. Bezvynnyj, V.P., Cyba, M.M., Donecz, G.A., Borisenko, T.S., Skobels'ka, A.K., Mokijez, V.O., Oxin'ko, Z.P. and Lyashenko, P.O. (2006), *State geological map of Ukraine. The Central Ukrainian series. Sheets M-36-XIX (Bila Tserkva), M-36-XXV (Uman)*, 1 : 200000, Geoinform, Kyiv, 164 p.
3. Zjul'cle, V.V., Dorkov's'ka, Z.M., Vihodcev, M.K., Bondarenko, V.V., Grebneva, G.G., Kulik, S.M., Kostjuchenko, V.S., Bevza, D.T., Sinkevich, G.S. and Nikitash, L.P. (2005), *State geological map of Ukraine. Sheet M-35-XXIV (Skvyra). Central Ukrainian series*, 1:200000, Geoinform, Kyiv, 135 p.
4. Zjul'cle, O.V. and Zjul'cle, V.V. (2014), *Zb. nauk. prac' UkrDGRI*, Kyiv, Ukraine, No 3-4, pp. 191-204.
5. Kiriljuk, V.P. (1982), *Geol. Journ.*, Kyiv, Ukraine, Vol. 42 No 4, pp. 30-41.
6. Kiriljuk, V.P., Sivoronov, A.O. and Yatsenko, G.M. (1974), *Dop. AN URSR. Ser. B*, Kyiv, Ukraine, No 7, pp. 586-588.
7. Lysak, A.M. and Pashchenko, V.G. (1981), *Theory and practice of information studies lower precambrian*, Vyscha shkola, L'viv.
8. Ponomarenko, O.M., Lesnaja, I.M., Zjul'cle, O.V., Gatsenko, V.A. Dovbush, T.I., Kanunikova, L.I. and Shumlyansky, L.V. (2010), *Geohimija ta rudoutvorennja*, Kyiv, Ukraine, No 28, pp. 11-16.
9. Stepanyuk, L.M. (1998), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 20 No 2. pp. 68-73.
10. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lesnaja, I.M. and Ponomarenko, O.M. (2005), *Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield. Archaean*, Naukova dumka, Kiev, 241 p.
11. Shcherbak, M.P. and Bartnizkiy, E.N. (1995), *Geohimija ta rudoutvorennja*, Kyiv, Ukraine, No 21, pp. 3-24.
12. Shcherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian Shield*, ZUKC, Lviv, 366 p.
13. Yaroshchuk, M.A. (1983), *Iron formation Belotserkovsko-Odesskaya metallogenic zone*, Nauk. dumka, Kiev, 224 p.

Received 15.01.2016

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

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: olegzjults@gmail.com; stepanyuk@igmof.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, 1а
E-mail: furgeol@mail.ru

РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДНЕСТРОВСКО-БУГСКОГО И РОСИНСКО-ТИКИЧСКОГО МЕГАБЛОКОВ. Статья 1. ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ РОСИНСКО-ТИКИЧСКОГО МЕГАБЛОКА

Особенность северной части зоны сочленения Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского мегаблоков — сложная конфигурация границы их структурно-вещественных комплексов (СВК). Собственно граница представляет собой контакт плагиигранитоидов бердичевского и звенигородского комплексов. Среди первых встречаются чарнокитоиды литинского комплекса и останцы метаморфических пород днестровско-бугской серии, среди вторых — диоритоподобные породы тетиевского комплекса и останцы метаморфических пород, которые до последнего времени относили преимущественно к росинско-тикичской серии или, изредка, к володарско-белоцерковской толще. Однако исследования петрографических, петро- и геохимических параметров амфиболитов, амфиболовых кристаллосланцев и плагиигнейсов, которые в пределах северо-западной части Росинско-Тикичского мегаблока залегают среди ультраметаморфических образований звенигородского и тетиевского комплексов, доказывают, что по названным признакам они практически не отличаются от пород того же состава, которые, бесспорно, принадлежат к диафорированным пироксеновым кристаллосланцам и плагиигнейсам днестровско-бугской серии, обнаруженным в пределах северо-восточной части Днестровско-Бугского мегаблока. Таким образом, Росинско-Тикичский мегаблок не является, как традиционно полагают исследователи, структурно-фациальной зоной, сложенной исключительно СВК, сформированными в условиях амфиболитовой фации. С помощью уран-свинцового изотопного метода датированы цирконы и монациты из проб, отобранных из метаморфических и ультраметаморфических пород Росинско-Тикичского мегаблока в пределах северной части зоны сочленения Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского мегаблоков. Определено, что изотопный возраст цирконов и монацитов составляет 2,04—2,1 млрд лет. Исходя из того, что формирование монацита в минеральном парагенезисе данных пород связано с процессами их калишпатизации на заключительном этапе, установленный возраст монацитов отражает время проявления процессов калишпатизации. Эти процессы синхронны с заключительным этапом становления СВК Днестровско-Бугского мегаблока и связаны с широким проявлением в пределах Росинско-Тикичского мегаблока палингенно-метасоматических процессов, обусловивших диафорез архейской инфраструктуры мегаблока и возникновение двополевошпатовых гибридных "полимигматитов" и плагииоклаз-микроклиновых гранитоидов.

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

О.В. Ziultsle¹, L.M. Stepanyuk¹, V.V. Ziultsle², T.I. Dovbush¹, S.I. Kurylo¹

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and
Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: olegzjults@gmail.com; stepanyuk@igmof.gov.ua;
kurylo.sergiy@yandex.ru

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

RADIOGEOCHRONOLOGY OF SUTURE ZONE OF DNIESTER-BUG AND ROS'-TIKYCH MEGABLOCKS. Article 1. GEOCHRONOLOGY OF ROCK COMPLEXES OF ROS'-TIKYCH MEGABLOCK

Peculiarity of Dniester-Bug and Ros'-Tiky ch megablock suture zone northern part consists in the boundary irregular configuration of structural and substantial complexes (SSC) of these megablocks. In fact, the boundary is the contact of Berdy chiv and Zvenygorod complex plagiogranitoids. Berdy chiv complex granitoids

include the Lityn complex charnockitoids and the residuals of Ros'-Tikych series metamorphic rocks. Zvenygorod complex granitoids include the Tetiiv complex diorite-like rocks and metamorphic rock residuals which until recently were referred mainly to Ros'-Tikych series or rarely to Volodarka-Bila Tserkva stratum. However, survey of petrographical, petrochemical and geochemical properties of amphibolites, amphibolic crystalline schists and plagiogneisses, which within the Ros'-Tikych megablock north-west part lay among the ultra-metamorphic formations of Tetiiv and Zvenygorod complexes, prove that according to mentioned above attributes they virtually do not differ from the rocks which have the same composition and which without doubts represent the diaphthorite pyroxene crystalline schists and the plagiogneisses of Dniester-Bug series, which were detected in the Dniester-Bug megablock north-east part. Thus, Ros'-Tikych megablock is not, as it was conventionally considered, the structural-facies composed exclusively of SSC formed under the amphibolites facies. U-Pb isotopic method was used to date zircons and monazites sampled from the metamorphic and ultra-metamorphic rocks of Ros'-Tikych megablock within the northern part of 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. On the basis of assumption that the monazites occurrence in the mineral paragenesis of these rocks is connected with their kalifeldspatization at the final stage of formation, the monazites determined age reflects the kalifeldspatization processes development. These processes are synchronous with formation of Dniester-Bug megablock structural and substantial complexes and connected with the wide occurrence, within the Ros'-Tikych megablock, of palingenic and metasomatic processes which stipulate diaphthoresis of the megablock Archaean infrastructure and occurrence of feldspathic hydride "polmigmatite" and plagioclase-tartan-pattern granitoids.

Keywords: zircon, monazite, isotopic age, megablock, infrastructure, structural and substantial complex.