

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063>

УДК 550.93

Л.В. Шумлянський¹, Л.М. Степанюк¹,
С. Клаессон², К.В. Руденко³, А.Ю. Беккер⁴

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com

² Швецький природознавчий музей
P.O. Box 50007, м. Стокгольм, Швеція, SE-104 05
E-mail: stefan.clæsson@nrm.se

³ Національний науково-природничий музей НАН України
01601, м. Київ, вул. Б. Хмельницького, 15
E-mail: rudenkokseniav@gmail.com

⁴ Каліфорнійський університет, Відділення наук про Землю
CA 92521, м. Ріверсайд, США, пр-т Університетський, 900
E-mail: andreyb@ucr.edu

УРАН-СВИНЦЕВА ЗА ЦИРКОНОМ ТА МОНАЦИТОМ ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТОЇДІВ ЖИТОМИРСЬКОГО ТА ШЕРЕМЕТІВСЬКОГО КОМПЛЕКСІВ, ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Розглянуто нові результати U-Pb датування цирконів та монацитів із гранітоїдів Північно-Західного району Українського щита, виконано їх зіставлення з раніше отриманими даними. Згідно із новими даними, Красногірський масив кристалізувався 2077 ± 8 млн рр. тому, Сербівський — 2061 ± 11 , Курчицький — 2069 ± 4 , Городський — 2070 ± 2 , Олександрівський — 2044 ± 9 і Суловський — 2059 ± 5 млн рр. тому. Встановлено, що граніти житомирського комплексу вкорінювалися упродовж декількох головних фаз — 2078, 2072, 2060 та 2045 млн рр. тому, плагіограніти шереметівського комплексу — 2092 та 2078 млн рр. тому. Зроблено висновок, що геохронологічні та ізотопно-геохімічні (ізотопний склад Hf та Nd) дані заперечують наявність архейського фундаменту в межах Північно-Західного району Українського щита. Показано, що гранітоїдний магматизм у межах Північно-Західного району є дещо давнішим, ніж в інших районах Українського щита, і був пов'язаний із субдукцією океанічної літосфери під північну окраїну архейського Подільського мікrokонтиненту.

Ключові слова: U-Pb геохронологія, гранітоїди, палеопротерозой, Український щит.

Вступ. Гранітоїдний магматизм є ключовим у формуванні континентальної земної кори і відбувається на різних етапах її розвитку: в межах конвергентних границь літосферних плит (активні континентальні окраїни та острівні дуги різного ступеня зрілості); під час та після колізії континентальних мас, а також в умовах внутрішньоплитного магматизму (який зазвичай пов'язують з вкоріненням мантийних плюмів).

Гранітоїди різного віку надзвичайно поширені в межах Українського щита. Особливого розвитку набули гранітоїди, які сформувалися в інтервалі 2100–2000 млн рр. тому практично в усіх районах щита, за винятком Середнього Придніпров'я. Протягом останнього десятиріччя було виконано значний обсяг геохронологічних досліджень, які дали змогу уточнити часові рамки формування гранітоїдних масивів. У цих дослідженнях застосовано сучасні мето-

© Л.В. ШУМЛЯНСЬКИЙ, Л.М. СТЕПАНЮК,
С. КЛАЕССОН, К.В. РУДЕНКО, А.Ю. БЕККЕР, 2018

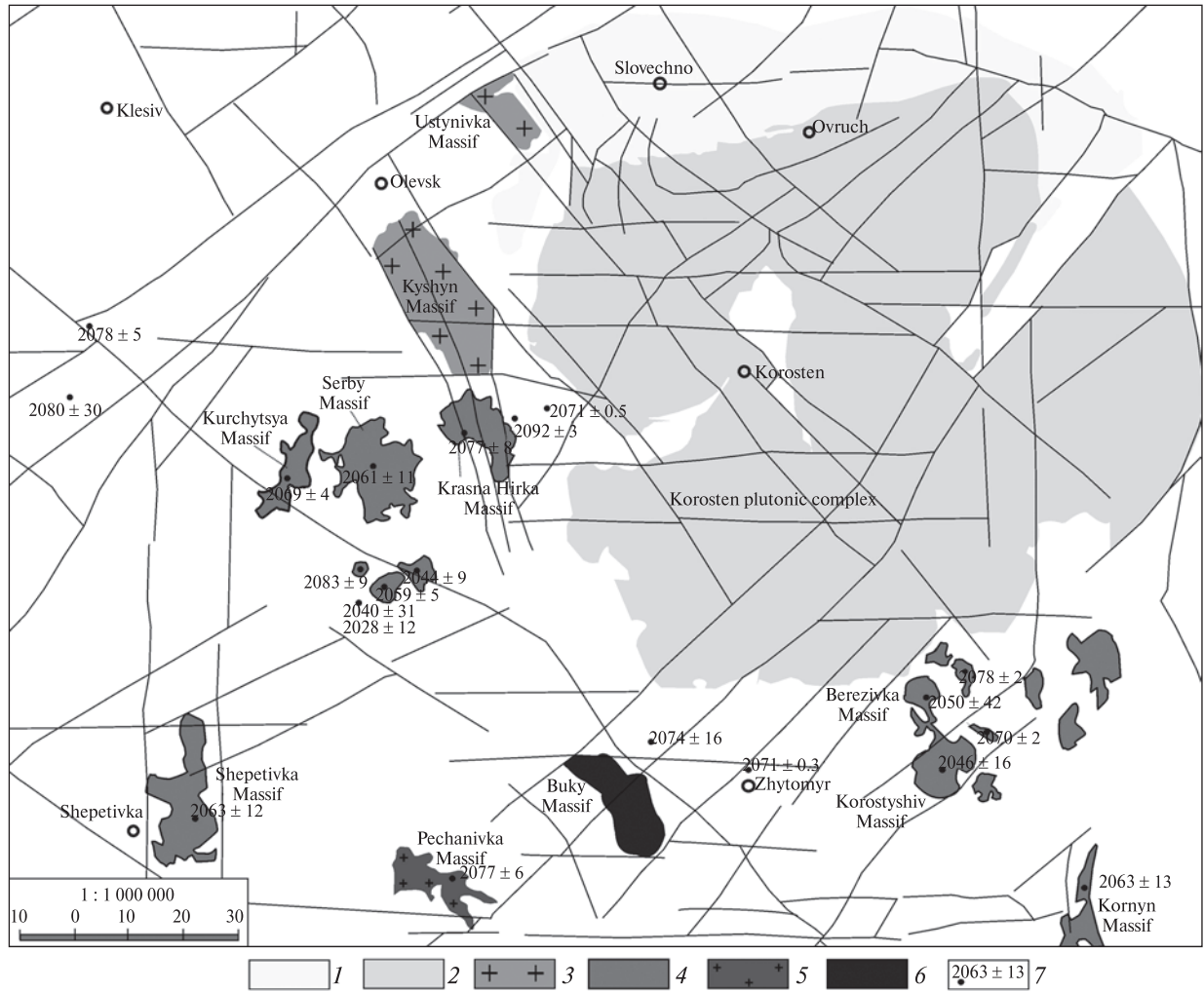


Рис. 1. Схема Північно-Західного району Українського щита з геохронологічними даними щодо гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів: 1 — вулканогенно-осадові породи Білорівницької, Овруцької та Вільчанської западин; 2 — породи Коростенського анортозит-рапаківігранітного масиву; 3 — гранітоїди кишинського комплексу; 4 — граніти житомирського комплексу; 5 — плагіограніти шереметівського комплексу; 6 — породи Букинського масиву; 7 — місця відбору проб для геохронологічних досліджень, та їх результати (млн рр.)

Fig. 1. Schematic map of the North-Western region of the Ukrainian Shield with geochronological data for granitic rocks of the Teteriv and Sheremetiv complexes indicated: 1 — volcanic and terrigenous rocks of the Bilokorovychi, Ovruch and Vilcha basins; 2 — rocks of the Korosten anorthosite-mangerite-charnockite-granite plutonic Complex; 3 — granitic rocks of the Kyshyn Complex; 4 — granites of the Zhytomyr Complex; 5 — plagiogranites of the Sheremetiv Complex; 6 — rocks of the Buky massif; 7 — locations of the samples and results of the geochronological investigations, in Ma

ди U-Pb датування, в тому числі і локальні. Отримані результати мають високу точність визначення віку датованих мінералів (циркону та монациту), яка нерідко становить перші мільйони років. Також завдяки застосуванню локальних методів стало можливим ідентифікувати декілька генерацій цирконів, і зробити висновки щодо походження та еволюції порід.

У цій роботі ми наводимо нові геохронологічні визначення віку формування гранітоїдів житомирського і шереметівського комплексів

Північно-Західного району Українського щита, отримані шляхом датування акцесорних цирконів та монацитів. Також ми порівнюємо наявні натепер дані з геохронології цих комплексів із даними стосовно гранітоїдного магматизму в інших районах Українського щита і Сарматії в цілому, та обговорюємо тектонічні умови їх формування. Також наведено дані, які свідчать про незначне поширення архейського "фундаменту" в межах Північно-Західного району Українського щита.

Геологічне положення. Житомирський комплекс охоплює деякі з порід гранітоїдного складу в межах Північно-Західного району Українського щита (рис. 1). Згідно із нашими поглядами, до цього комплексу слід відносити ті гранітоїдні масиви, що не зазнали впливу "тетерівського" метаморфізму амфіболітової стадії, і пов'язаних із ним деформацій, та уміщують різною мірою перероблені ксеноліти метаморфічних порід тетерівської серії. Гранітоїди житомирського комплексу давніші за магматичні породи осницького, букинського і кишинського комплексів, а також клеєвської серії. Згідно із таким визначенням, вікові рамки формування порід житомирського комплексу можуть бути приблизно встановлені між 2100 та 2000 млн рр. Варто зазначити, що не існує однозначних петрографічних або геохімічних критеріїв віднесення тих чи інших гранітоїдних масивів до житомирського або осницького комплексів, оскільки за цими ознаками вони подібні. Геологічні співвідношення також інколи є неоднозначними, що унеможливує визначення відносного віку того чи іншого гранітоїдного масиву. Наприклад, вкорінення гранітоїдного масиву в гнейси тетерівської серії не вказує однозначно на належність цього масиву до житомирського комплексу, оскільки гранітоїди осницького або букинського комплексів також нерідко вкорінюються в породи тетерівської серії. Наразі ми застосовуємо геохронологічний критерій, тобто вік у межах від 2100 до 2000 млн рр., як головний для віднесення того чи іншого гранітоїдного масиву до житомирського комплексу. Згідно із цим критерієм, зокрема, мочулянські та мухарівські граніти віком 1965 ± 10 та 1956 ± 36 млн рр. [26], слід відносити до осницького комплексу. За нашими новими даними, вік мухарівських гранітів становить 1989 ± 5 млн рр.

Надалі ми зосередимося лише на тих гранітоїдних масивах Північно-Західного району Українського щита, які, за нашими даними, мають бути віднесені до житомирського комплексу. Зокрема, в його складі виділяють сірі дрібнозернисті біотитові і біотит-мусковітові граніти (так званий житомирський тип), сірі порфіроподібні граніти (коростишівський тип), рожево-сірі біотитові і амфібол-біотитові трахітоїдні граніти (корнинський тип), рожево-сірі і сірі середньозернисті біотитові і мусковіт-біотитові граніти (бистріївський тип), біотито-

ві і амфібол-біотитові гранодіорити, а також мігматити, апліти і пегматити.

У складі комплексу переважають рівномірнозернисті граніти житомирського типу, тісно пов'язані з порфіроподібними гранітами коростишівського типу [28]. При цьому граніти житомирського комплексу мають чітко виражену вмісну товщу у вигляді гнейсів тетерівської серії (що не дивно, оскільки на момент формування гранітів житомирського комплексу жодних інших порід у цьому районі не існувало). Граніти утворюють розрізнені штокоподібні тіла в антиклінальних структурах. Площа тіл зазвичай не більше 20 км^2 , хоча відомі і масиви площею до 600 км^2 . Рівномірнозернисті та порфіроподібні граніти утворюють у будові масивів смуги, іноді спостерігалась зональність. Контакти гранітоїдних масивів із гнейсами як згідні, так і січні. Також за [28], у серії відслонень р. Тетерів у районі м. Чуднів виявлено поступовий перехід від бердичівських гранітів до житомирських.

Типовий житомирський граніт — сіра середньо- та рівномірнозерниста, масивна, іноді слабо розгнейсована порода. Особливістю складу є повсюдний розвиток мусковіту, як вторинного по біотиту, так і первинного. У незначній кількості спостерігається гранат, що також наближує житомирські граніти до бердичівських. Акцесорна мінералізація гранітів житомирського типу зазвичай суттєво монацитова; наявні також циркон, апатит, сульфіді за низького вмісту магнетиту. Щербakov та ін. [28] наголошують, що склад гранітів житомирського комплексу апопелітовий.

Площа розвитку порфіроподібних гранітів коростишівського типу обмежена південною частиною Коростишівського блоку, що обрамляє з заходу Кочерівську синформу [2]. Тут граніти житомирського та коростишівського типів тісно асоціюють, утворюючи декілька невеликих масивів: Коростишівській, Південно-Іваницький, Степоцький, Східно-Яроповицький, Іваницький тощо. Вміщують їх гнейси василівської світи тетерівської серії та плагіомігматити шереметівського комплексу. Контакти з цими породами зазвичай згідні, іноді — січні. Коростишівський масив має смугасто-зональну будову. В його периферичних ділянках переважають рівномірнозернисті граніти, тоді як центральна частина складена переважно їх порфіроподібними відмінами. У декількох місцях спостережено проривання рівно-

мірнозернистих гранітів житомирського типу порфіроподібними гранітами коростишівського типу [2]. Мінеральний склад гранітів коростишівського типу, об. %: олігоклаз — до 35, мікроклін — 30—35, кварц — до 30, біотит — 5—8, у меланократових відмінах — до 15 (в останніх спостерігається також рогова обманка), мусковіт — 3—5. Акцесорні мінерали — монацит, циркон, апатит, сульфід.

Окремий бистріївський комплекс виділено у роботі [28]. Втім, заперечення щодо цього висловлені в публікаціях [3, 27]. У чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита [8] цей комплекс відсутній. Граніти бистріївського типу розвинуті в басейні середньої течії р. Тетерів, у нижній течії річок Бистріївка, Мика, Свинолужка. Граніти цього типу утворюють штокові і жиліподібні тіла невеликого розміру (до 5—25 км²). Найбільшими серед них є Бистріївський, Городський, Кочерівський та Раєвський масиви [28]. Вміщують граніти цього типу гнейси, кристалосланці і карбонатні породи городської та кочерівської світ тетерівської серії, з якими граніти мають чіткі контакти [3]. В ендоконтактових ділянках граніти набувають дрібнозернистої будови, містять ксеноліти порід, що їх вміщують, а також насичені жилами пегматитів. С.А. Бойченко [3] відзначено наявність поступових переходів від гранітів житомирського типу до бистріївського. Структура гранітів бистріївського типу типова гранітова, бластогранітова, середньо-дрібно-, гіпідіоморфнозерниста. Мінеральний склад, об. %: кварц — до 35, плагіоклаз і мікроклін — до 30 кожного, слюди (біотит і мусковіт) — до 10. Серед акцесоріїв переважають монацит та циркон. Наявні також апатит, турмалін, гранат, флюорит, пірит, сфалерит, галеніт, ксенотим. Згідно з [3, 28], хімічний склад бистріївських гранітів типовий апопелітовий.

Граніти корнинського типу утворюють єдиний масив площею близько 35 км², розташований у межах південного замикання Кочерівської синформи [1, 16]. Масив має майже ізометричну, дещо витягнуту в субмеридіональному напрямку, форму. Будова зональна: більша за площею зовнішня частина масиву складена гранітом корнинського типу, тоді як центральна — гранодіоритами. Граніти вирізняються трахітоїдною текстурою, зумовленою закономірним орієнтуванням порфірових виділень мікрокліну розміром 2—3 см. Порфірові

вкраплення розподілені нерівномірно, їх вміст у породі варіює від 20 до 50 %. Основна середньозерниста маса граніту складена, об. %: олігоклаз — до 35, мікроклін — до 30, кварц — 25, біотит — 10—20. Акцесорні мінерали — циркон, апатит, титаніт, аланіт, рудні. Граніти містять великі (до перших метрів) видовжені ксеноліти біотитових гнейсів тетерівської серії.

За ступенем переміщення матеріалу серед гранітоїдів житомирського комплексу виділяють два типи: автохтонні та алохтонні [14]. Вважають, що автохтонні граніти і мігматити, які залягають у вигляді лінзо-, пластоподібних і неправильної форми тіл, утворилися за рахунок ультраметаморфізму гнейсів тетерівської серії. Між гранітами і мігматитами переважають поступові переходи, тому вони формують великі лінійно-витягнуті граніт-мігматитові тіла, орієнтовані згідно з загальним простяганням гнейсових товщ [14].

На відміну від автохтонних, алохтонні (переміщені) граніти утворюють самостійні ізометричні, овальні та неправильної форми тіла з різкими інтрузивними контактами з породами, що їх вміщують. Для цих порід характерна переважно масивна текстура та більш однорідний і витриманий петрографічний склад. За даними тих же авторів, масиви алохтонних гранітоїдів поширені у межах синформних структур серед карбонатно-гнейсової товщі середньої та верхньої частин тетерівської серії (верхня частина городської світи, вся кочерівська світа та новоград-волинська товща), які не перебували в зоні ультраметаморфізму.

Шереметівський комплекс. Мігматити поширені серед більшості силікатних порід тетерівської серії. Польові спостереження вказують, що існують принаймні дві генерації мігматитів, що різняться між собою як за ступенем деформації, так і за складом (рис. 2).

На загал, матеріал неосом мігматитів району різноманітний за складом і відповідає мікроклін-плагіоклазовим гранітам, плагіогранітам, біотитовим та амфібол-біотитовим гранодіоритам. Вік тіл метацитів, що рвуть мігматити (за [4] — лейкогранітного складу, за нашими даними — складу біотитових гранітів) в районі с. Олександрівка поблизу м. Новоград-Волинський, було визначено в 2435 млн рр. [4]. Завдяки цьому частина з мігматитів була віднесена до шереметівського комплексу, оскільки їх вік, давніший за 2435 млн рр., не вписувався в рамки житомирського комплексу. Припуска-

ли, що мікроклін-плагіоклазові мігматити відповідають за віком гранітам житомирського комплексу, тоді як плагіомігмати є значно давнішими (неоархейськими).

Останнім часом до складу шереметівського комплексу відносять не лише власне плагіомігматити, але й великі тіла плагіогранітів. Зокрема, автори роботи [13] відносять до шереметівського комплексу тіло плагіогранітів шириною 8–12 км та довжиною до 20 км, тоді як у роботах [5, 6] описано великий (8×20 км) Печанівський масив, складений плагіогранітами, тоналітами і кварцовими діоритами. Втім, наведені авторами роботи [6] результати хімічного аналізу порід Печанівського масиву однозначно вказують на наявність у їх складі значної кількості калішпату (кпш).

У роботах [9, 13] стверджується, що плагіомігматити та плагіограніти розвиваються по василівській світі тетерівської серії (або ж по неоархейській василівській серії). Цим наголошено на принциповій відмінності між плагіогранітоїдами шереметівського комплексу та двопольовошпатовими гранітоїдами житомирського комплексу: вони розрізняються не лише віком (давнішим у разі шереметівського комплексу), але й субстратом — для порід шереметівського комплексу це згодом неоархейська василівська світа (або серія), тоді як для житомирського комплексу це всі інші світи тетерівської серії, які належать до палеопротерозою.

Методи досліджень. U-Pb ізотопний вік цирконів визначено за допомогою трьох різних методів: твердофазної термоіонізаційної мас-спектрометрії, мас-спектрометрії вторинних іонів, ICP-MS з лазерною абляцією. Вік монацитів визначено за допомогою першого із зазначених методів.

У ході датування методом твердофазної термоіонізаційної мас-спектрометрії в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М.П. Семененка НАН України 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 виконано на восьмиколекторному мас-спектрометрі MI-1201AT у статичному режимі. Похибки визначення віку наведено на рівні 2σ. Для перевірки метрологічних характеристик U-Pb ізотопного методу використали стандарт циркону ІГМР-1.

Під час дослідження цирконів локальними методами їх розташовували в епоксидній шайбі

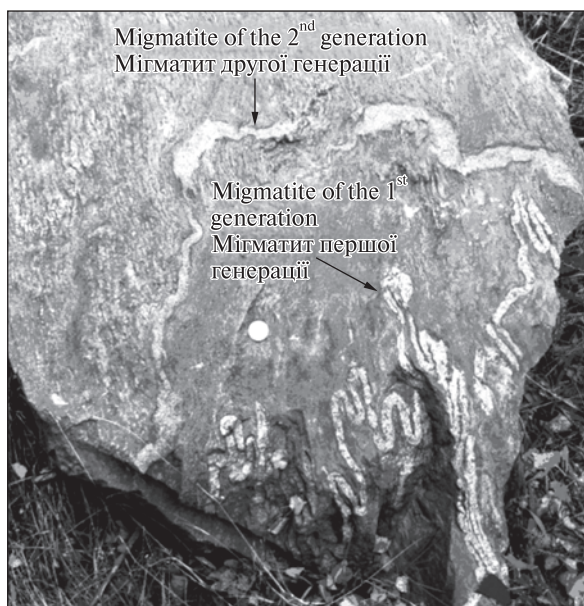


Рис. 2. Дві генерації мігматитів у гнейсах городської світи тетерівської серії, різко відмінних за ступенем деформованості. Відслонення поблизу с. Олександрівка. Обидві генерації складені двопольовошпатовими мігматитами

Fig. 2. Two generations of migmatite in gneisses of the Horodska Suite of the Teteriv Series strongly different in terms of the degree of deformation. Outcrop near the village of Oleksandrivka. Both generations are represented by two-feldspar migmatites

та приполіровували до розкриття їхніх внутрішніх ділянок. Після цього внутрішню будову цирконів досліджували під оптичним мікроскопом, а також за допомогою катодної люмінесценції (CL). Дослідження методом ICP-MS з лазерною абляцією — визначення ізотопного складу U, Th та Pb — виконано у Природознавчому музеї м. Дрезден (GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden) із використанням інструменту Thermo-Scientific Element 2 XR ICP-MS та приєднаної до нього лазерної системи Wave UP193 Excimer. Кожний аналіз складався з фонових вимірів протягом 15 с та збору даних протягом 30 с із використанням лазерного пучка діаметром 35 μm. Отримані ізотопні дані корегували на величину фонових сигналів, наявність загального свинцю, спричинене лазером елементне фракціонування, інструментальну дискримінацію мас, та на елементне фракціонування Pb/Th та Pb/U.

Для визначення ізотопного віку цирконів методом мас-спектрометрії вторинних іонів застосовано мас-спектрометр вторинних іонів із високою роздільною здатністю Cameca

ims1270 (консорціум *NORDSIM*, Швецький природознавчий музей, м. Стокгольм). Деталі аналітичної процедури описані в роботі [40].

Геохронологія порід житомирського комплексу. Геохронологію порід житомирського комплексу вивчали багато дослідників. Результати цих робіт підсумовано у монографіях [25, 26] та наведено в табл. 1. Згідно із цими даними, граніти північно-західного схилу Українського щита (балашівські, князівські, броніславські) вкорінюються в гнейсову товщу тетерівської серії, а також у мігматити і плагіограніти [25], численні ксеноліти яких вони містять. Ці граніти

сірувато-рожеві, рожеві, сірі, крупнозернисті, слабо порфіроподібні, часто пегматоїдні, з бластоцементною мікроструктурою. Вік, визначений за поодинокими, зазвичай різко дискордантними результатами, становить $2000 \pm \pm 30$ млн рр. Мухаревські і мочулянські граніти також датовані за одиничними різко дискордантними значеннями, визначений вік становить менше 2000 млн рр. На думку О.М. Костенко [11], всі згадані вище граніти належать до кишинського комплексу і потребують ретельнішого дослідження. Тут варто зауважити, що до кишинського комплексу О.М. Костен-

Таблиця 1. U-Pb ізотопні віки гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів
Table 1. U-Pb isotope ages of granites of the Zhytomyr and Sheremetiv complexes

| Номер проби | Порода | Масив | Прив'язка | Мінерал | Вік, млн рр. | Джерело |
|--------------------------------|--------------|---------------------|---|-------------------|--------------------------------|-----------|
| <i>Житомирський комплекс</i> | | | | | | |
| 4/09 | Граніт | Житомирський | Пд.-зх. частина м. Житомир, на березі р. Тетерів | Монацит | $2071,7 \pm 0,3$ | [14] |
| 8/09 | " | Березівський | с. Березівка | " | 2074 ± 16 | [14] |
| 16/09 | " | Гуляньський | с. Гулянка, кар'єр "Боброва гора" | " | $2071,2 \pm 0,5$ | [14] |
| К-6/11 | " | Красногірський | с. Нараївська, кар'єр | " | 2077 ± 8 | Ця робота |
| К-8/11, К-9/11, К-10/11 | " | Сербівський | в 2 км від с. Гайки в 1 км від с. Серби; біля с. Вільшанка | " | 2061 ± 11 | Ця робота |
| К-11/11 | " | Курчицький | с. Курчиця, закинутий кар'єр | " | 2069 ± 4 | Ця робота |
| | " | Бистріївський | с. Бистріївка, кар'єр | " | 2078 ± 2 | [18] |
| 06-НВ1 | " | Олександрівський | с. Олександрівка, кар'єр | Циркон | 2044 ± 9 | Ця робота |
| 05-С1 | " | Суловський | с. Сусли, кар'єр | " | 2059 ± 5 | Ця робота |
| 6/84 | Гранодіорит | Шепетівський | с. Рудня Новенька, кар'єр | " | 2063 ± 12 | [24] |
| К-1/11 | Граніт | Городський | с. Новгородське | Монацит | 2070 ± 2 | Ця робота |
| 10/09 | Граніти | Новоград-Волинський | р. Случ, біля м. Новоград-Волинський | Циркон | 2040 ± 31 2028 ± 12 | [14] |
| КН-2-1/82 | Граніт | Корнинський | м. Корнин, кар'єр | Циркон | 2063 ± 13 | [15] |
| Кор-1 | " | Коростишівський | м. Коростишів, кар'єр | " | 2046 ± 16 | [15] |
| 06-НВ5 | Мігматит | | с. Олександрівка, відслонення | " | 2083 ± 9 | Ця робота |
| <i>Шереметівський комплекс</i> | | | | | | |
| 3424 3504 3540 | Плагіограніт | | с. Балашівка, св. 3424, гл. 78—85 м с. Великі Селища, св. 3540, гл. 56,2—61,8 м с. Яцковичі, св. 3540, гл. 75—103 м | Циркон Монацит | 2078 ± 5 2080 ± 30 | [25] |
| 15/09 | " | | с. Сьомаківка | Циркон | 2092 ± 3 | [13] |
| П-1/7 | Тоналіт | Печанівський | св. № 1, гл. 72,0—89,0 м | " | 2077 ± 6 | [5] |
| ЛН | Плагіограніт | | с. Ставки, лівий берег р. Тетерів | " | 2050 ± 42 | [21] |

ко відносить також і Новоград-Волинський та Олександрівський масиви, для яких отримано більш давні датування (див. нижче), які заперечують їх належність до кишинського комплексу.

Шепетівський масив гранодіоритів складений широкою гамою порід від габро і меланодіориту до лейкограніту; гранодіорити суттєво переважають. Вік гранодіоритів масиву, розкритих кар'єром в с. Рудня Новенька, визначено в 2063 ± 12 млн рр [25].

У монографії [26] наведено результати датування цирконів із гранітів Суловського масиву (близько 2050 млн рр.), а у роботі [4] — вік гранітів Олександрівського (с. Олександрівка поблизу м. Новоград-Волинський) масиву (2060 ± 56 млн рр.). У цій статті ми наводимо уточнені дані щодо віку цих масивів.

Серед порівняно недавніх датувань гранітів житомирського комплексу варто згадати статтю [19], в якій наведено результати U-Pb датування цирконів із гранітів коростишівського типу (2041 ± 24 млн рр.) та монацитів із гранітів бистрійського типу (2078 ± 2 млн рр.).

Значний внесок у дослідження геохронології порід житомирського комплексу зробила О.М. Костенко зі співавт. [14]. Згідно з їхніми даними, вік порід Житомирського масиву становить $2071,1 \pm 0,3$ млн рр., Березівського масиву — 2074 ± 16 та Гулянського масиву $2071,2 \pm 0,5$ млн рр. У роботі [12] також наведено результати датування рожево-сірих та червонувато-рожевих нерівномірнозернистих порфіроподібних трахітоїдних гранітів Новоград-Волинського масиву. Вік, визначений за верхнім перетином конкордії, становить 2040 ± 31 млн рр., тоді як середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ за найбільш конкордантними результатами — 2028 ± 12 млн рр. Також О.М. Костенко [12] наводить результати визначення ізотопного віку одиничних фракцій монациту з гранітів Городського, Красногірського, Сербівського та Курчицького масивів. Більшість отриманих нею результатів є різко дискордантними. У цій роботі ми наводимо результати датування додаткових фракцій монациту з оригінальних проб О.М. Костенко, які дають змогу визначити вік названих масивів з високою точністю.

У роботі [16] наведено результати U-Pb датування цирконів із порід Корнинського (2063 ± 13 млн рр.) та Коростишівського (2046 ± 16 млн рр.) масивів.

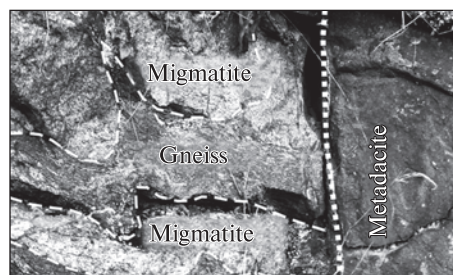


Рис. 3. Контакт субвертикальної недеформованої дайки метадациту (праворуч) та мігматизованого і складно деформованого гнейсу тетерівської серії (ліворуч). Відслонення біля гранітного кар'єру в с. Олександрівка, лівий берег р. Случ

Fig. 3. Contact between a subvertical non-deformed metadacite dyke (right) and migmatized and strongly deformed gneiss of the Teteriv Series (left). Outcrop near the granite quarry in the village Oleksandrivka, left bank of the Sluch river

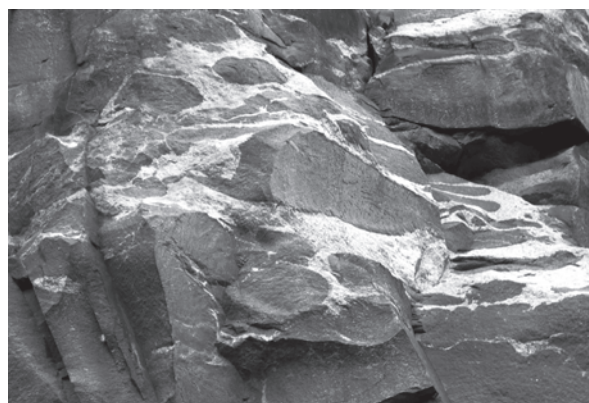


Рис. 4. Розгалужені жили гранітів житомирського типу (світлі) у потужному тілі метадацитів (темно-сірі). Відслонення поблизу нового автомобільного мосту через р. Случ, с. Олександрівка, правий берег

Fig. 4. Branched veins of Zhytomyr-type granite (light) in a thick metadacite body (dark-grey). Outcrop near a new motorway bridge across the Sluch river next to the village Oleksandrivka, right bank of the Sluch river

Поблизу північного обмеження Новоград-Волинської структури, серед метасадових гнейсів тетерівської серії В.М. Скобелевим та В.М. Верхоглядом [4, 17] описано тіло метаморфізованих плагіопорфірів дацитового і ріодацитового складу (метадацити, табл. 2). Ці породи рвуть мігматизовані біотитові гнейси тетерівської серії та двопольовошпатові мігматити (рис. 3), а їх, в свою чергу, перетинають двослюдяні граніти житомирського комплексу (рис. 4). Автори робіт [4, 10, 17] розглядали зазначені метадацити як канали для виливів метаморфізованих ефузивних порід (мікрогнейсів), що входять до складу новоград-волинської

товщі тетерівської серії. За нашими даними, тіла метадацитів не мають стосунку до новоград-волинської товщі. Так, метаморфічні породи Новоград-Волинської структури метаморфізовані та складно деформовані [10], і за ступенем деформацій не поступаються іншим утворенням тетерівської серії. Водночас метадацити не зазнають плікативних (складчастих) деформацій. Також метадацити відрізняються за складом від порід новоград-волинської товщі. Згідно із описом, наведеним І.Б. Щербаковим [27], метадацити — масивна афанітова порода, структура порфірова, основна тканина гранобластова. Плагіоклаз вкраплення кислий (An_{10-15}), іноді нечітко зональний, антипертитовий, слабко серицитизований, краї табличок резорбовані. Кількість кпш змінна, але значна — до 10—25 %. Зерна кпш ізометричні з нерівними краями, пертити відсутні. Біотиту до 25 %, орієнтування його табличок безладне. І.Б. Щербаков зазначає, що на відміну від метаосадових порід тетерівської серії, які вміщують метадацити, останні не містять ані мусковіту, ані епідоту, ані хлориту. Трапляються рідкісні лусочки графіту. Метадацити — це високотемпературні ефузивні породи, що не зазнавали ультраметаморфізму [27, с. 46].

На нашу думку, субвулканічне тіло метадацитів (плагіопорфіритів) не належить до но-

воград-волинської товщі, а є молодшим утворенням. Про це свідчать і результати датувань зазначених метадацитів (2076 ± 8 млн рр., див. нижче) та мікрогнейсів новоград-волинської товщі (2152 ± 11 млн рр., відповідну статтю готуємо до друку). Отже, ототожнення "субвулканічного тіла метадацитів" з метаморфізованими вулканічними породами новоград-волинської товщі є хибним. Окрім того, хибним є і визначення віку цієї породи, наведене в роботі [4], автори якої виділяли дві генерації цирконів. Вік циркону першої генерації визначений в 2435 ± 35 млн рр., розглядали як такий, що відображає час кристалізації породи. Другу генерацію цирконів пов'язували з гранітизацією, що відбувалась "під впливом житомирських гранітів" 2060 ± 25 млн рр. тому.

Різні автори неодноразово робили спроби повторно датувати цей геологічний об'єкт (див., зокрема, [27]). Нами з *метадацитів* (пр. 06-НВ6) було виділено дві відміни цирконів. Перша — видовженопризматичні кристали із заокругленими верхівками, ребрами та гранями. Кристали безбарвні, прозорі, не містять включень. Блиск жирний. У катодних променях циркони цієї генерації проявляють чітку поздовжньо-паралельну зональність; ядра відсутні (рис. 5, а). Циркони другої відміни утворюють видовженопризматичні, непогано сфор-

Таблиця 2. Хімічний склад гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів

Table 2. Chemical composition of granites of the Zhytomyr and Sheremetiv complexes

| Зразок | Масив | Місце відбору | Порода | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|---------|------------------|-----------------------------------|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|
| К-6-/11 | Красногірський | с. Нараївка, кар'єр | Граніт | 70,91 | 0,47 | 12,99 | 0,66 | 2,59 | 0,03 |
| К-8/11 | Сербівський | в 2 км від с. Гайки | " | 68,99 | 0,47 | 13,80 | 0,54 | 2,95 | 0,04 |
| К-9/11 | " | в 1 км від с. Серби | " | 71,78 | 0,47 | 13,25 | 0,93 | 2,08 | 0,02 |
| К-10/11 | " | с. Вільшанка | " | 67,87 | 0,47 | 14,85 | 0,66 | 2,87 | 0,05 |
| К-11/11 | Курчицький | с. Курчиця, закинутий кар'єр | " | 69,65 | 1,24 | 14,40 | 0,80 | 2,59 | <0,02 |
| К-1/11 | Городський | с. Новгородське | " | 73,66 | 0,13 | 13,55 | 0,61 | 1,80 | <0,02 |
| 05-С1 | Суловський | с. Сусли, кар'єр | " | 73,72 | 0,20 | 13,97 | 1,68 | N/a | 0,02 |
| 06-НВ1 | Олександрівський | с. Олександрівка, кар'єр | " | 66,36 | 0,61 | 14,91 | 5,19 | " | 0,07 |
| 06-НВ6 | | с. Олександрівка, відслонення | Метадацит | 64,15 | 0,69 | 15,38 | 5,58 | " | 0,08 |
| 06-НВ5 | | с. Олександрівка, відслонення | Мігматит | 72,74 | 0,11 | 14,81 | 1,69 | " | 0,01 |
| 1 | Бистріївський | с. Бистріївка, кар'єр | Граніт | 74,41 | 0,09 | 13,73 | 2,13 | " | 0,02 |
| LN | | с. Ставки, лівий берег р. Тетерів | Плагіограніт | 69,80 | 0,39 | 14,56 | 4,27 | " | 0,05 |

Примітка. N/a — не аналізувався.

Note. N/a — not analyzed.

мовані кристали. Верхівки нерідко заокруглені, але іноді зберігаються грані пірамід (рис. 5, *b*). Кристали напівпрозорі, зазвичай забарвлені у буруватий колір. Ці циркони, порівняно із цирконами першої відміни, більші 0,2–0,3 мм завдовжки. Під електронним мікроскопом кристали другої відміни проявляють чітку концентричну зональність. У багатьох випадках у центральній частині зерен простежуються ядра.

Результати датування цирконів із метадацитів методом мас-спектрометрії вторинних іонів (*SIMS*) можна узагальнити так:

- усі циркони належать до трьох вікових груп: 1 — віком близько 1760 млн рр. (три кристали з 39 проаналізованих); 2 — віком близько 2080 млн рр. (33 кристали); 3 — віком близько 2900 млн рр. (три кристали);

- наймолодші кристали мають вік 1759 ± 16 млн рр. (рис. 6). Циркони близького віку присутні також у гнейсах тетерівської серії та мігматитах, які були відібрані на тому ж відслоненні;

- переважна більшість кристалів циркону була сформована близько 2080 млн рр. тому. На *U-Pb* діаграмі перетин лінії регресії з конкордією відповідає віку 2087 ± 16 млн рр. (рис. 6). Середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік становить 2076 ± 8 млн рр. На нашу думку, саме цей вік найкраще відповідає часу кристалізації дациту;

| | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | В.п.п. | Сума |
|--|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|-------|
| | 0,71 | 1,58 | 2,82 | 5,22 | 0,37 | 0,09 | 1,13 | 99,57 |
| | 0,79 | 1,24 | 2,93 | 4,84 | 0,56 | 1,36 | 1,11 | 99,62 |
| | 0,63 | 1,15 | 2,93 | 4,84 | 0,33 | 0,12 | 1,12 | 99,65 |
| | 0,94 | 2,27 | 3,56 | 4,44 | 0,28 | 0,13 | 1,17 | 99,56 |
| | 1,57 | 1,38 | 2,90 | 3,90 | 0,27 | 0,44 | 0,69 | 99,83 |
| | 0,39 | 1,72 | 3,48 | 3,42 | 0,13 | 0,03 | 0,59 | 99,51 |
| | 0,31 | 0,63 | 3,35 | 5,29 | 0,16 | N/a | 0,50 | 99,83 |
| | 1,14 | 2,36 | 3,52 | 4,45 | 0,34 | " | 0,70 | 99,69 |
| | 1,42 | 2,78 | 4,20 | 4,25 | 0,47 | " | 0,60 | 99,61 |
| | 0,39 | 0,93 | 3,88 | 4,65 | 0,12 | " | 0,50 | 99,83 |
| | 0,15 | 0,82 | 3,58 | 4,52 | 0,03 | " | 0,40 | 99,89 |
| | 1,46 | 3,06 | 4,37 | 1,24 | 0,10 | " | 0,60 | 99,88 |

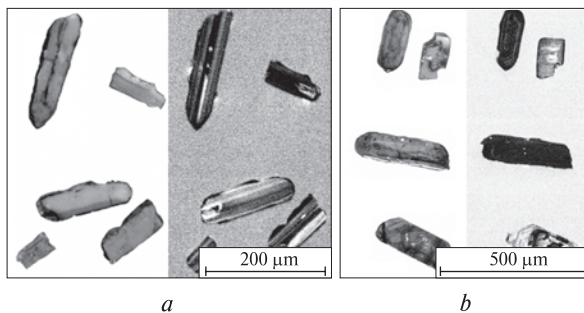


Рис. 5. Циркони із метадацитів с. Олександрівка (ліворуч), та їх вигляд у катодних променях (праворуч): *a* — перша, *b* — друга відміни

Fig. 5. Zircons from metadacite in the village Oleksandrivka (left) and their cathodoluminescence (CL) image (right): *a* — of the first type, *b* — of the second type

- давні кристали віком близько 2900 млн рр. практично конкордантні і мають $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік 2922 ± 4 , 2873 ± 11 та 2864 ± 13 млн рр. Вочевидь ці кристали є захопленими (успадкованими) і потрапили в магматичний розплав із осередку магмагенерації. Ми припускаємо, що наявність у породі саме таких давніх кристалів стала причиною хибного визначення віку метадацитів 2435 ± 35 млн рр. [4].

Жодного зв'язку між морфологією кристалів циркону та їх ізотопним віком не виявлено.

Нами було відібрано також пробу *лейкосомі мігматиту* (06-НВ5), яка являє собою біотитовий граніт середньо-, рівномірнозернистої, алотріоморфнозернистої структури. Мінеральний склад породи, об. %: плагіоклаз — 30, кпш — 30, кварц — 30, біотит — 10, циркон. Результати хімічного аналізу мігматиту наведено у табл. 2. З цієї породи було виділено дві відміни цирконів. Перша — призматичні та видовжено-призматичні, напівпрозорі, безбарвні і рожеві кристали. Нерідко непогано розвинуті дипірамідальні верхівки. І в оптичному, і в електронному мікроскопах циркони першої відміни виявляють чітку концентричну ритмічну зональність. Іноді спостерігаються ядра (рис. 7, *a*). Друга відміна цирконів — нечисленні безбарвні або жовтуваті кристали короткопризматичної та ізометричної форми, прозорі до напівпрозорих. В катодних променях кристали другої відміни виявляють зональну будову, зумовлену наявністю ядер та облямівок доростання (рис. 7, *b*).

Циркони першої відміни мають вік 2084 ± 13 млн рр. за верхнім перетином конкордії (рис. 6). Оскільки більшість результатів кон-

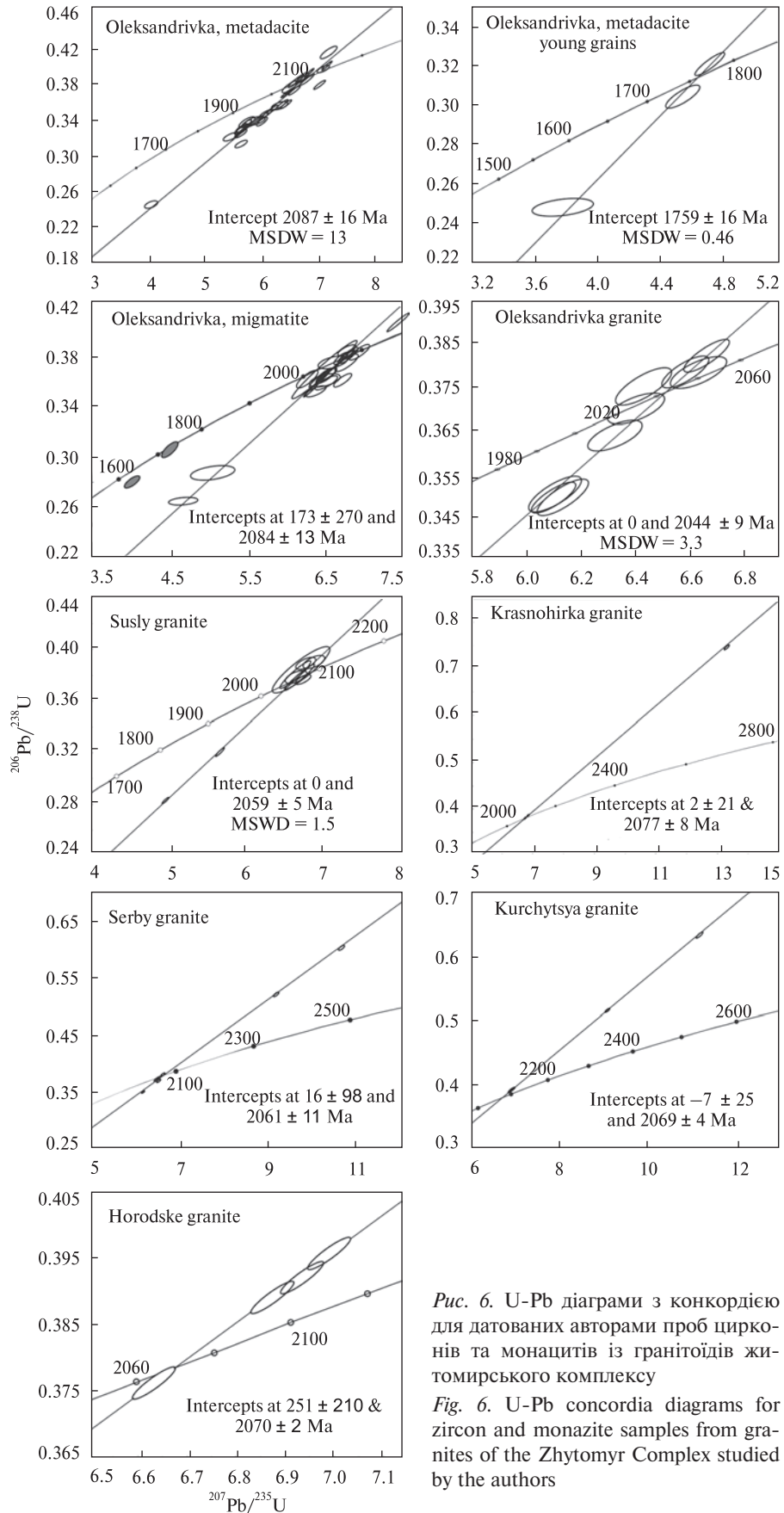


Рис. 6. U-Pb діаграми з конкордією для датованих авторами проб цирконів та монацитів із гранітоїдів жи- томирського комплексу

Fig. 6. U-Pb concordia diagrams for zircon and monazite samples from granites of the Zhytomyr Complex studied by the authors

кордантна або близька до конкордантних, ми розрахували середньозважений вік за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, який становить $2083 \pm \pm 9$ млн рр. Вочевидь, цей вік і відповідає часу кристалізації мігматиту. Циркони другої відміни виявились суттєво молодшими; час їхньої кристалізації можна оцінити в 1747 ± 68 млн рр.

Окрім того, методом SIMS були датовані циркони з *гранітів*, розкритих кар'єром в с. Олександрівка (пр. 06-НВ1). Досліджувана порода — сірий біотитовий граніт, що має середньо-, нерівномірнoзернисту, гранітну структуру та масивну текстуру. Мінеральний склад, об. %: кварц — 30, плагіоклаз — 30, кпш — 15, біотит — до 20, титаніт — 1–2, апатит — 1, циркон. Хімічний склад граніту наведено в табл. 2.

Циркон в олександрівському граніті утворює доволі великі, до 0,5 мм, добре сформовані призматичні та видовженопризматичні кристали, що містять численні мінеральні вclusions. На катодолюмінесцентних зображеннях кристали мають тонку ритмічну зональність магматичного типу (рис. 8). Згідно з нашими даними, вік кристалізації олександрівських гранітів становить 2044 ± 9 млн рр. (рис. 6, табл. 3); середньозважений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік становить 2047 ± 7 млн рр.

Нами також уточнено ізотопний вік *гранітів Суловського масиву*, розкритого кар'єром в с. Сусли поблизу м. Новоград-Волинський (пр. 05-С1). Детальний опис суловських гранітів та цирконів із них наведено в роботі [26]. Ізотопний аналіз цирконів виконано трьома різними методами: 1 — твердофазної мас-

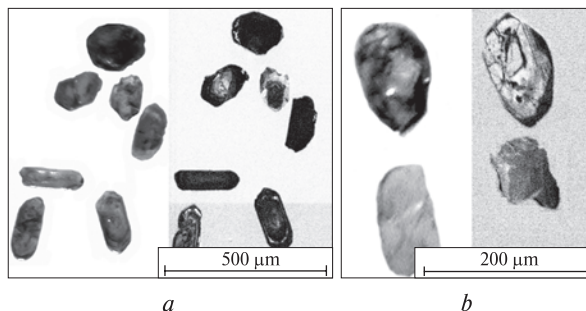


Рис. 7. Циркони із лейкосоми мігматитів с. Олександрівка (ліворуч), та їх вигляд у катодних променях (праворуч): *a* — перша, *b* — друга відміни

Fig. 7. Zircons from migmatite in the village Oleksandrivka (left) and their CL image (right): *a* — of the first type, *b* — of the second type

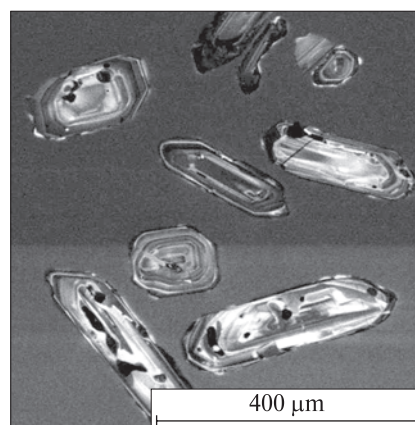


Рис. 8. Катодолюмінесцентні зображення цирконів із гранітів Олександрівського масиву (пр. 06-НВ1)

Fig. 8. CL images of zircons from granites of the Oleksandrivka massif (sample 06-НВ1)

Таблиця 3. Результати датування цирконів з гранітів с. Олександрівка (пр. 06-НВ1) методом мас-спектрометрії вторинних іонів

Table 3. Results of dating of zircons separated from granites from the Oleksandrivka village (sample 06-НВ1) by the secondary-ion mass-spectrometry

| № з/п | Ізотопні співвідношення | | | | <i>r</i> | Дис-корд. | Вік, млн рр. | | | | | | Концентрація, г/г | | |
|-------|----------------------------------|------------------|----------------------------------|------------------|----------|-----------|-----------------------------------|------------------|----------------------------------|------------------|----------------------------------|------------------|-------------------|-----|----|
| | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm \sigma, \%$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm \sigma, \%$ | | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm \sigma, \%$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm \sigma, \%$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm \sigma, \%$ | U | Th | Pb |
| 1 | 6,5604 | 1,04 | 0,3781 | 0,80 | 0,78 | 1,5 | 2041 | 12 | 2054 | 9,2 | 2067,5 | 14,2 | 114 | 55 | 54 |
| 2 | 6,0898 | 1,05 | 0,3489 | 0,84 | 0,80 | -6,9 | 2051 | 11 | 1988,8 | 9,2 | 1929,4 | 14,1 | 121 | 46 | 52 |
| 3 | 6,6353 | 0,99 | 0,3818 | 0,82 | 0,83 | 2,4 | 2043 | 10 | 2064 | 8,8 | 2084,7 | 14,7 | 155 | 57 | 73 |
| 4 | 6,3077 | 1,25 | 0,3632 | 0,80 | 0,64 | -2,6 | 2043 | 17 | 2019,5 | 11 | 1997,2 | 13,7 | 69 | 73 | 35 |
| 5 | 6,3829 | 1,30 | 0,3695 | 0,80 | 0,62 | -0,3 | 2033 | 18 | 2029,9 | 11,5 | 2027 | 14 | 65 | 46 | 32 |
| 6 | 6,6062 | 1,22 | 0,3779 | 0,80 | 0,66 | 0,7 | 2054 | 16 | 2060,2 | 10,8 | 2066,5 | 14,2 | 104 | 117 | 56 |
| 7 | 6,4096 | 1,28 | 0,3746 | 0,96 | 0,75 | 2 | 2016 | 15 | 2033,6 | 11,3 | 2051 | 16,9 | 109 | 120 | 58 |
| 8 | 6,1226 | 1,22 | 0,3489 | 0,98 | 0,80 | -7,4 | 2061 | 13 | 1993,5 | 10,7 | 1929,2 | 16,3 | 138 | 136 | 67 |
| 9 | 6,0950 | 1,25 | 0,3497 | 0,97 | 0,78 | -6,5 | 2049 | 14 | 1989,5 | 10,9 | 1933 | 16,1 | 123 | 155 | 62 |

спектрометрії; 2 — мас-спектрометрії вторинних іонів; 3 — ICP-MS з лазерною абляцією. Результати досліджень наведено в табл. 4. Вік, отриманий із урахуванням результатів усіх методів, становить 2059 ± 5 млн рр. (рис. 6). Ми вважаємо цей вік часом кристалізації гранітів.

Датовано нами і граніти Красногірського, Сербівського, Курчицького та Городського масивів. Попередні результати датування цих порід було наведено О.М. Костенко [12], яка виконала відбір проб і петрографічний опис порід.

Красногірський масив, складений мусковіт-біотитовими порфіроподібними гранітами, має розмір 12×19 км та приурочений до Красногірсько-Житомирської тектонічної зони, де він інтудує мігматити і граніти шереметівського комплексу. Масив має неправильну форму, витягнуту у північному напрямку. Граніти нерівномірностерністі, рожевувато-сірі.

У Нараївському кар'єрі відібрано пр. К-6-/11. Граніт сірий, нерівномірностерністий, порфіроподібний. Структура гіпідіоморфностерніста, текстура трахітоїдна (коростишівський тип). Розмір таблитчастих зерен польових шпатів сягає декількох сантиметрів у середностерністій основній масі. Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 35, кпш — 25, кварц — 30, біотит — 6, мусковіт — 4. Акцесорні мінерали — апатит, циркон і монацит.

Монацит утворює пампушкоподібні напівпрозорі зерна з матовою поверхнею та заокругленими обрисами. Колір кристалів бурий,

жовтувато-бурий, жовтий. Вік монациту визначений за мультизерновими наважками розмірних фракцій жовтих напівпрозорих кристалів, отриманих скочуванням похилою площиною. За верхнім перетином конкордії дискордією вік монациту становить 2077 ± 8 млн рр. (табл. 5, рис. 6).

Сербівський масив складений мусковіт-біотитовими гранітами, що мають невитриману структуру, від рівномірно-, дрібно-середностерністої до нерівномірностерністої порфіроподібної. Масив розташований у східному крилі Городницько-Ємільчанської антиформної структури і має складну, близьку до ізометричної, форму та звивисті границі. Його перетин сягає 20 км. Ізотопно-геохронологічні дослідження виконано для монацитів із трьох проб гранітів, відібраних у різних ділянках масиву.

Пр. К-8/11 з північної частини масиву, з відслонення, що являє собою глибові виходи на вершині пагорба в 2 км на схід від с. Гайки — граніт мусковіт-біотитовий сірий. Порфірові виділення польового шпату досягають 1,0 см за видовженням (коростишівський тип). Структура середностерніста гранітна, текстура порфіроподібна. Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 40, кпш — 25, кварц — 25, біотит — 8, мусковіт — 2. Акцесорні мінерали — апатит, циркон, монацит.

Монацит репрезентований пампушкоподібними напівпрозорими зернами жовтого, бурувато-жовтого, бурувато-сірого до темно-сірого кольору. Обриси кристалів заокруглені,

Таблиця 4. Результати U-Pb датування цирконів з граніту с. Сусли (пр. 05-C1)

Table 4. Results of U-Pb dating of zircons separated from the Susly village granite (sample 05-C1)

| Номер з/п | Ізотопні співвідношення | | | | r | Вік, млн рр. | | | Концентрація, г/т | |
|--|--|-------------|--|-------------|------|---|--|--|-------------------|-----|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm s, \%$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm s, \%$ | | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | U | Pb |
| <i>Мас-спектрометрія вторинних іонів</i> | | | | | | | | | | |
| 1 | 6,6752 | 3,6 | 0,3841 | 3,1 | 0,86 | 2043 | 2069 | 2096 | 186 | 93 |
| 2 | 6,5969 | 2,0 | 0,3803 | 1,8 | 0,93 | 2040 | 2059 | 2078 | 588 | 264 |
| 3 | 6,6529 | 1,9 | 0,3780 | 1,8 | 0,95 | 2066 | 2066 | 2067 | 842 | 385 |
| <i>Твердофазна мас-спектрометрія</i> | | | | | | | | | | |
| 1 | 5,6440 | 0,6 | 0,3207 | 0,6 | 0,91 | 2066 | 1925 | 1797 | 322 | 119 |
| 2 | 4,9546 | 0,6 | 0,2833 | 0,6 | 0,92 | 2055 | 1812 | 1608 | 676 | 212 |
| 3 | 6,6979 | 1,0 | 0,3766 | 0,7 | 0,73 | 2084 | 2072 | 2060 | 160 | 95 |
| <i>ICP-MS з лазерною абляцією</i> | | | | | | | | | | |
| 1 | 6,6136 | 1,4 | 0,3785 | 0,9 | 0,61 | 2053 | 2061 | 2069 | 45 | 18 |
| 2 | 6,8384 | 1,3 | 0,3901 | 0,8 | 0,62 | 2059 | 2091 | 2123 | 148 | 64 |
| 3 | 6,7344 | 1,3 | 0,3891 | 0,8 | 0,62 | 2036 | 2077 | 2119 | 480 | 217 |

поверхня переважно шагренева. На окремих кристалах відмічені білі кірочки. Спостерігалася зростання з польовими шпатами, кварцом, рудними мінералами. Вік монациту за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить 2066 млн рр. (табл. 5).

Пр. К-9/11 відібрано в центральній частині масиву з невеликої виїмки на вершині пагорба за 1 км на північ від с. Серби. Граніт сірий,

мусковіт-біотитовий, дрібнозернистий із поодинокими порфіровими виокремленнями польового шпату (до 0,7 см за довжиною) (житомирський тип). Структура граніту гіпідіоморфнозерниста, текстура масивна, ділянками нечітко порфіроподібна. Мінеральний склад, об. %: кпш — 35, плагіоклаз — 25, кварц — 30, біотит — 5, мусковіт — 5. Акцесорні — апатит, циркон, монацит.

Таблиця 5. Результати датування монацитів із гранітів житомирського комплексу
Table 5. Results of dating of monazite separated from granites of the Zhytomyr Complex

| Фракція монациту | Вміст, г/т | | Ізотопні співвідношення | | | | | Вік, млн рр. | | |
|---|------------|-------|---|---|---|--|--|--|--|---|
| | U | Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$ |
| <i>Красногірський масив, пр. К-6/11</i> | | | | | | | | | | |
| 1 | 3953 | 5844 | 25060 | 7,7574 | 0,2993 | 0,3813 | 6,7565 | 2082 | 2080 | 2078 |
| 2 | 4324 | 11619 | 32570 | 7,7628 | 0,3315 | 0,7476 | 13,2500 | 3599 | 2698 | 2078 |
| 3 | 4191 | 6067 | 24270 | 7,7580 | 0,3134 | 0,3864 | 6,8459 | 2106 | 2092 | 2077 |
| <i>Сербівський масив, пр. К-8/11</i> | | | | | | | | | | |
| Бур-Ж, Ж* | 2014 | 4173 | 2960 | 7,5781 | 0,3528 | 0,5999 | 10,5570 | 3030 | 2485 | 2066 |
| <i>Сербівський масив, пр. К-9/11</i> | | | | | | | | | | |
| Св-Ж* | 2156 | 3928 | 1212 | 7,2265 | 0,3491 | 0,5186 | 9,1258 | 2693 | 2351 | 2065 |
| Св-Ж | 3732 | 5577 | 4495 | 7,6301 | 0,2640 | 0,3492 | 6,1748 | 1931 | 2001 | 2074 |
| <i>Сербівський масив, пр. К-10/11</i> | | | | | | | | | | |
| Бур-Ж* | 2987 | 4037 | 1545 | 7,3346 | 0,3289 | 0,3698 | 6,5221 | 2028 | 2049 | 2070 |
| 1 | 5212 | 6812 | 5145 | 7,7357 | 0,3527 | 0,3793 | 6,6332 | 2073 | 2064 | 2055 |
| 2 | 4550 | 6076 | 5760 | 7,7652 | 0,3354 | 0,3740 | 6,5282 | 2048 | 2050 | 2051 |
| 3 | 4767 | 5769 | 7920 | 7,8058 | 0,3829 | 0,3728 | 6,5060 | 2043 | 2047 | 2051 |
| <i>Курчицький масив, пр. К-11/11</i> | | | | | | | | | | |
| Св-Ж* | 2947 | 6259 | 9434 | 7,7441 | 0,3632 | 0,6304 | 11,1140 | 3151 | 2533 | 2069 |
| Бур-Ж* | 3306 | 6120 | 2681 | 7,5432 | 0,3336 | 0,5142 | 9,0587 | 2674 | 2344 | 2068 |
| Св-Ж | 3832 | 4906 | 50700 | 7,8034 | 0,3807 | 0,3936 | 6,9469 | 2139 | 2105 | 2071 |
| 1 | 4615 | 6368 | 17180 | 7,7736 | 0,3405 | 0,3913 | 6,9055 | 2129 | 2099 | 2071 |
| 2 | 4719 | 6444 | 25770 | 7,8046 | 0,3458 | 0,3918 | 6,9007 | 2131 | 2099 | 2067 |
| <i>Городський масив, пр. К-1/11</i> | | | | | | | | | | |
| Св-Ж* | 2035 | 5135 | 627,4 | 6,7200 | 0,1563 | 0,3761 | 6,6322 | 2058 | 2064 | 2069 |
| 1 | 2912 | 8636 | 2625 | 7,5103 | 0,1340 | 0,3952 | 6,9882 | 2147 | 2110 | 2074 |
| 2 | 2683 | 7859 | 2545 | 7,4934 | 0,1345 | 0,3916 | 6,9320 | 2130 | 2103 | 2076 |
| 3 | 2802 | 8267 | 2625 | 7,5109 | 0,1322 | 0,3886 | 6,8720 | 2117 | 2095 | 2074 |

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2080 млн рр. для пр. К-6/11, 2070 млн рр. для пр. К-8/11, К-9/11, К-11/11 та К-1/11, і 2050 млн рр. для пр. К-10/11; 1–3 — розмірні фракції кристалів (жовтих напівпрозорих для пр. К-6/11 і К-10/11, світло-жовтих напівпрозорих кристалів, які з поверхні містили включення породотвірних (прозорі) та рудних (непрозорі) мінералів для пр. К-11/11, та коричнево-жовтих кристалів для пр. К-1/11). Ж — жовті, Бур-Ж — бурувато-жовті, Св-Ж — світло-жовті водяно-прозорі кристали; * — зірочкою позначено результати, отримані О.М. Костенко [12]. $^{206}\text{Pb}_r$ — ізоотоп ^{206}Pb радіогенний.

Note. The common lead is corrected according to Stacey and Kramers to 2080 Ma for sample K-6/11, to 2070 Ma for samples K-8/11, K-9/11, K-11/11 and K-1/11, and to 2050 Ma for sample K-10/11. 1–3 — dimensional crystal fractions (yellow semitransparent in samples K-6/11 and K-10/11, light-yellow semitransparent crystals that hosted inclusions of rock-forming (transparent) and ore (opaque) minerals in sample K-11/11, and brownish-yellow crystals in sample K-1/11). Ж — yellow, Бур-Ж — brownish-yellow crystals, Св-Ж — light-yellow transparent crystals. Asterisk indicates the results obtained by O.M. Kostenko [12]. $^{206}\text{Pb}_r$ — isotope ^{206}Pb radiogenic.

Монацит утворює пампушкоподібні кристали з заокругленими обрисами, в цілому дуже схожі на кристали монациту попередньої пр. К-8/11. Вік визначали для мультизернових наважок світло-жовтих прозорих кристалів. Значення віку, отримані для різних мультизернових наважок монациту за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн рр.: складає 2065 для першої наважки та 2074 для другої.

Пр. К-10/11 відібрано з відслонення на пагорбі, що знаходиться на південно-західній околиці с. Вільшанка, в південній частині Сербівського масиву. Граніт сірий, мусковіт-біотитовий, нерівномірнозернистий порфіроподібний. Порфірові виділення польового шпату сягають 1 см за видовженням. Структура гіпідіоморфнозерниста, текстура — трахітоїдна. Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 40, кпш — 25, кварц — 25, біотит — 6, мусковіт — 4. Акцесорні мінерали — апатит, циркон, монацит.

Монацит утворює жовті, бурувато-жовті, жовтувато-бурі пампушкоподібні кристали здебільшого з заокругленими обрисами, рідше — з добре розвиненими гранями та деякими ребрами. Зрідка трапляються добре огранені кристали псевдопризматичного габітусу з чіткими гранями та ребрами. Кристали монациту непрозорі, дрібніші (<0,040 мм) — напівпрозорі. Відмічено зростання з біотитом, зрідка з польовими шпатами та кварцом. Вік визначали для мультизернових наважок бурувато-жовтих напівпрозорих (одна наважка) та жовтих напівпрозорих (три розмірні фракції, отримані скочуванням похилою площиною) кристалів. Як видно з табл. 5, значення віку за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для бурувато-жовтих кристалів близьке до таких монацитів із двох попередніх проб (К-8/11 та К-9/11). Водночас вік жовтих кристалів помітно відрізняється (табл. 5). Верхній перетин лінії регресії, побудованої через всі сім проб монацитів Сербівського масиву, з конкордією, відповідає віку 2061 ± 11 млн рр. (рис. 6). Ми вважаємо цей вік часом вкорінення цього масиву.

Курчицький масив розташований в 4-х км на захід від Сербівського. Це витягнуте у північно-східному напрямку тіло неправильної лінзоподібної форми, розміром 7×23 км. Масив складений сірими мусковіт-біотитовими середньодрібнозернистими гранітами з нерівномірно проявленою порфіроподібною структурою. На окремих ділянках порфірові виділення польового шпату сягають 0,8 см за видовженням.

Пр. К-11/11 відібрано зі стінки закинутого, порослого лісом кар'єру. Граніт сірий, дрібно-середньозернистий, неяснопорфіроподібний. Структура основної маси гіпідіоморфнозерниста, текстура масивна, ділянками гнейсувата, зрідка неяснопорфіроподібна. Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 30, кпш — 30, кварц — 30, біотит — 5, мусковіт — 5. Акцесорні мінерали — апатит, циркон, монацит.

Монацит репрезентований кристалами двох відмін. Перша — округлі до ізометричних, прозорі зерна світло-жовтого кольору з гладкою блискучою поверхнею, друга — непрозорі зерна темного, бурувато- і коричнювато-жовтого кольору з матовою поверхнею. Форма усіх типів кристалів монациту пампушкоподібна, їхні обриси заокруглені. Для геохронологічних досліджень використано мультизернові наважки світло-жовтих прозорих та напівпрозорих зерен монациту. Вік за верхнім перетином конкордії дискордією, розраховано за даними табл. 5, складає 2069 ± 4 млн рр. (рис. 6). Цей вік відповідає часу становлення гранітів Курчицького масиву.

Городський масив двослюдяних гранітів розташовується у 2 км на північний схід від Коростишівського гранітного масиву (район с. Городське), та приурочений до Центральної зони розломів північно-західного простягання. Вміщують масив гнейси біотитові, гранат-, зрідка амфібол-біотитові, що належать до городської світи тетерівської серії. Масив має вигляд лінзоподібного тіла, витягнутого в північно-західному напрямку приблизно на 9 км, згідно з простяганням порід, що його вміщують.

Макроскопічно породи Городського масиву — сірі, рівномірно-, середньодрібнозернисті двослюдяні, зрідка біотитові граніти, з чітко вираженою гнейсоподібною текстурою, обумовленою паралельним розміщенням породотвірних мінералів, орієнтованих у північно-західному напрямку, згідно з простяганням порід рами.

Пр. К-1/11 відібрано у діючому кар'єрі поблизу с. Новгородське. Граніт має такий мінеральний склад, об. %: кпш — 35–40, плагіоклаз — 30–35, кварц — 25–30, біотит — 6, мусковіт — 1. Акцесорні мінерали — апатит, циркон, монацит. Структура граніту дрібно-середньо-, гіпідіоморфнозерниста, текстура масивна.

Монацит репрезентований пампушкоподібними кристалами із заокругленими обрисами,

зрідка сильно сплющеними зернами з добре розвиненим пінакоїдом. Колір світло-, коричнювато-жовтий, поверхня шагренева, у світло-жовтих кристалах — рівна блискуча, без слідів розчинення. Кристали прозорі, крупніші і гущіше забарвлені — напівпрозорі. В крупніших кристалах іноді є ямки, борозни, інші викривлення, які являють собою відбитки сусідніх мінералів. Зрідка трапляються мінеральні вклучення (найчастіше сульфід) та зростання з біотитом, польовими шпатами, кварцом.

Вік визначали для пампушкоподібних світло-жовтих (одна мультизернова наважка) та коричнювато-жовтих (три наважки) кристалів, результати наведено в табл. 5. За верхнім перетином конкордії дискордією вік гранітів Городського масиву становить 2070 ± 2 млн рр. (рис. 6).

Геохронологія плагіогранітів шереметівського комплексу. Плагіограніти, які раніше відносили до житомирського комплексу [26], у межах Північно-Західного району Українського щита утворюють доволі численні тіла. Макроскопічно це середньо-крупнозернисті породи сірого кольору з масивною або неясно-смугастою текстурою. Характерним є субзгідне залягання з гнейсами тетерівської серії. Спостерігаються переходи плагіогранітів у гранодіорити та двопольовошпатові граніти [25]. Для *плагіогранітів сс. Балашівка, Великі Селища та Яцювичі* за поодинокими визначеннями було отримано вік 2078 ± 5 млн рр. (за цирконами) та 2080 ± 30 млн рр. (за монацитами) [26].

У роботі [22] детально досліджено "валун" амфібол-біотитового *плагіограніту* з псевдоконгломератів околиць с. Ставки (колишне Леніно), показано його подібність до плагіогранітів шереметівського комплексу. Вік цього плагіограніту визначено в 2050 ± 42 млн рр. Окрім того, в дослідженій пробі були присутні і давніші циркони, вік яких становив 3160 ± 27 та 3369 ± 42 млн рр. За даними, які було отримано вже після затвердження цієї статті до друку, вік цирконів із плагіограніту с. Ставки становить 2094 ± 10 млн рр., тоді як вік численних архейських цирконів у цій же породі можна визначити в 3589 ± 76 млн рр.

У роботі [5] за цирконами визначено U-Pb ізотопний вік *тоналітів Печанівського масиву*, який становить 2077 ± 6 млн рр., а в роботі [13] наведено результати датування *плагіогранітів с. Сьомаківка*, вік яких за цирконами становить 2092 ± 3 млн рр.

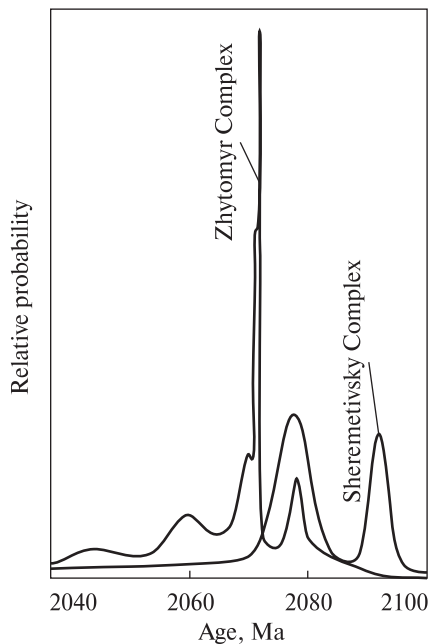


Рис. 9. Розподіл значень U-Pb віку порід житомирського і шереметівського комплексів, згідно з табл. 1

Fig. 9. Distribution of U-Pb ages of rocks of the Zhytomyr and Sheremetivsky complexes, as shown in Table 1

Обговорення. Результати датування порід житомирського і шереметівського комплексів узагальнено в табл. 1 і на рис. 9. Згідно із цими даними, граніти житомирського комплексу мають декілька головних фаз вкорінення: близько 2078, 2072, 2060 та 2045 млн рр. тому. При цьому головними фазами є 2072 та 2078 млн рр. Плагіограніти шереметівського комплексу вкорінювалися впродовж двох головних фаз: 2092 та 2078 млн рр. тому. Наймолодша і найдавніша фази вкорінення, відповідно, шереметівського та житомирського комплексів, співпадають. Така подібність віку формування порід двох комплексів знову змушує замислитися над доцільністю виокремлення шереметівського комплексу. І.Б. Щербаков [27] вказував, що з точки зору петрографічного складу немає принципової відмінності між мігматитами, приналежними до житомирського та шереметівського комплексів. Оскільки між житомирським і шереметівським комплексами не існує принципової відмінності ані у петрографічному складі (відомі поступові переходи між плагіомігматитами та двопольовошпатовими мігматитами), ані у часі формування і, відповідно, у тектонічних умовах формування, їх було б доцільно об'єднати у складі житомирського комплексу гранітів і мігматитів. Необхідність такого об'єднання є особливо актуальною у

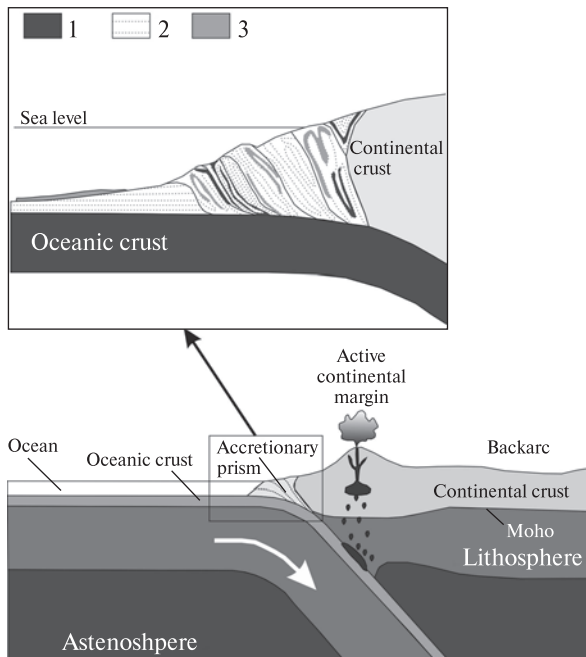


Рис. 10. Схема формування Північно-Західного району Українського щита як акреційної призми на окраїні Подільського мікроматиненту на етапі утворення призми, який супроводжувався деформаціями та метаморфізмом, але ще до формування гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів. За цією моделлю архейський "фундамент" відсутній: 1 — базальти океанічного дна; 2 — пелітові пелагічні осадки; 3 — карбонатні породи

Fig. 10. A scheme of the formation of the North-Western region of the Ukrainian Shield as an accretionary prism at the margin of the Podillya microcontinent. The scheme shows the stage of the prism formation which was accompanied by the deformation and metamorphism. This stage preceded the formation of granites of the Zhytomyr and Sheremetiv complexes. According to this model, Archaean basement beneath the North-Western region of the Ukrainian Shield is absent: 1 — basalts of the oceanic floor; 2 — pelitic pelagic sediments; 3 — carbonate rocks

зв'язку з тим, що під час геологічного картування важко провести геологічні границі між ділянками розвитку мігматитів житомирського і шереметівського комплексів. Беручи до уваги їх одновіковість, визначення таких границь взагалі втрачає сенс.

Треба вказати, що формування гранітоїдів обох комплексів відбувалося на декілька десятків мільйонів років пізніше, ніж "піковий" метаморфізм порід тетерівської серії. Багато дослідників припускають, що досліджувані граніти розвивалися в процесі ультраметаморфізму супракрystalних порід тетерівської серії, хоча це твердження потребує подальшого дослідження і обґрунтування. У роботі [34]

було показано, що вік головної групи цирконів у породах тетерівської серії, яку ми інтерпретуємо як метаморфогенну, становить близько 2105—2115 млн рр. Очевидно, цей вік відповідає "піковому" метаморфізму первинних осадків. Проте, як видно з наших даних, цей "піковий" метаморфізм не супроводжувався анатексисом, що, очевидно, було пов'язане з високим тиском. По мірі подальшої екструзії, падіння тиску відбувалося швидше, ніж охолодження порід, що призводило до перетину породами лінії солідусу і початку парціального плавлення.

Все ширше застосування локальних методів (ICP-MS з лазерною абляцією та мас-спектрометрії вторинних іонів) для геохронологічних досліджень порід Українського щита відкриває нові можливості для вивчення генезису порід та еволюції земної кори в цілому. Зокрема, ці методи дають змогу датувати певні епізоди в історії тієї чи іншої гірської породи (магматичну кристалізацію, метаморфічне перетворення тощо) та визначати можливе джерело первинних магматичних розплавів і його вік. Зокрема, завдяки локальним методам досліджень виявлено архейські циркони у "валуні" плагіогранітів с. Ставки [22] та у метадацитах с. Олександрівка. Невелику кількість (близько 5 %) архейських цирконів також було виявлено у кварцитах топільнянської серії [23, 36], в метapelітах городської світи [34] і в кислих метавулканітах новоград-волинської товщі тетерівської серії (неопубліковані дані авторів). Більшість із цих цирконів мають вік в інтервалі 2800—2950 млн рр., хоча давніші циркони також присутні, особливо в плагіогранітах с. Ставки. Рідкість архейських цирконів ставить під сумнів наявність суцільного архейського "фундаменту" під Північно-Західним районом Українського щита, на якому б накопичувалися відклади тетерівської серії, і який неминуче був би залученим до джерел плавлення вихідних розплавів гранітів житомирського і шереметівського комплексів. Радше за все, архейські циркони потрапляли в зазначені граніти завдяки плавленню порід тетерівської серії, які містять невелику кількість детритових цирконів архейського віку. Принагідно зауважимо, що циркони архейського віку досі не були виявлені ані в породах Коростенського плутону [35], ані в породах букинського комплексу.

Локальні ділянки розвитку неархейських порід з усіх боків оточені палеопротерозойськими породними комплексами, в межах

північно-західної частини Українського щита наразі відомі в двох місцях: в м. Корець, і в Брусилівській шовній зоні в районі с. Попільня [15]. У першому випадку вік цирконів із амфіболових гнейсів широко варіює в інтервалі 2400—3300 млн рр. з різким піком близько 2900 млн рр., тоді як в районі с. Попільня вік порід становить близько 2700 млн рр. Таким чином, фрагменти архейської кори, незначні за розмірами, в цьому регіоні наявні.

Відсутність суцільного архейського "фундаменту" у межах Північно-Західного району підтверджується даними щодо ізотопного складу неодиму у породах регіону та ізотопного складу гафнію в цирконах з цих порід [20]. Переважна більшість досліджених порід тетерівської серії, а також житомирського, букинського і осницького комплексів, за виключенням граніту с. Городське, мала позитивні (або, іноді, близькі до нуля негативні) значення величин ϵNd та ϵHf , та модельний вік у діапазоні 2200—2400 млн рр. Ці дані свідчать про відсутність помітної домішки архейського корового матеріалу у їхньому складі. Разом із відносною рідкісністю цирконів архейського віку, ці ізотопні дані заперечують значне поширення архейських породних комплексів у межах Північно-Західного району Українського щита. На нашу думку, ця ділянка континентальної кори була сформована переважно у палеопротерозойський час завдяки формуванню акреційної призми осадових і вулканічних порід тетерівської серії (рис. 10), та її подальшого метаморфізму, гранітизації, розвитку на її основі в осницький час активної континентальної окраїни. Ця ділянка новоствореної континентальної кори розвивалася на зовнішній північно-західній (у сучасних координатах) окраїні архейського Подільського мікроконтиненту.

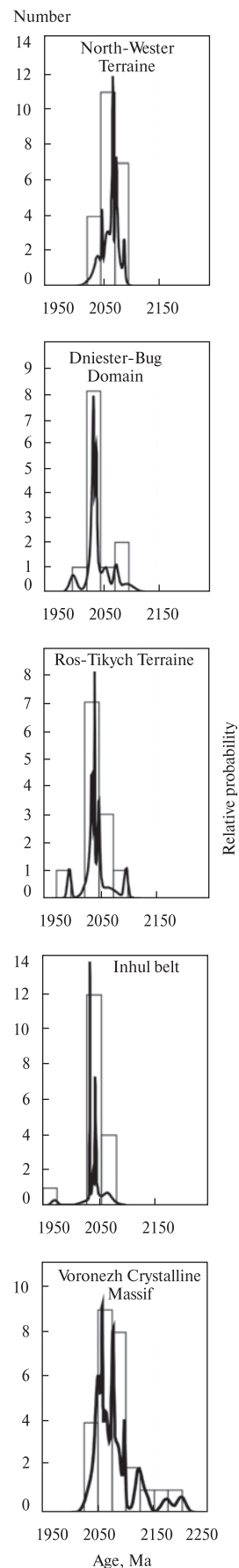
Окрім власне Північно-Західного району, у палеопротерозойський час були сформовані значні ділянки континентальної земної кори як у межах Українського щита, так і у межах Сарматського сегменту Східно-Європейської платформи в цілому [33]. Зокрема, у межах Воронежського кристалічного масиву в цей час сформувався Східно-Сарматський орогенний пояс [29, 30, 32, 37—39], а у межах Українського щита розвивався Тетерівсько-Інгільський ороген, який охоплював Північно-Західний район щита та північну частину Подільського геоблоку (Тетерівський орогенний пояс), знач-

ну частину Росинсько-Тікицького геоблоку, та палеопротерозойську частину Інгільського геоблоку (Інгільський орогенний пояс) [33]. Окрім того, палеопротерозойські гранітоїди, які сформувалися 2100—2000 млн рр. тому, поширені у межах Подільського і Приазовського геоблоків Українського щита [26]. Активний гранітоїдний магматизм і метаморфізм у межах Сарматії в цей час пов'язують із колізією Сарматського та Волго-Уральського сегментів Східно-Європейської платформи [30].

Цікаво порівняти часовий розподіл магматизму та його ізотопні характеристики у межах різних палеопротерозойських ділянок Сарматії. Часовий розподіл магматизму проілюстровано на рис. 11, з якого видно, що на більшій частині Українського щита пік магматизму припадає на проміжок часу між 2050 та 2030 млн рр., тоді як у межах Північно-Західного району більшість магматичних подій відбувалася в інтер-

Рис. 11. Розподіл значень віку магматичних порід у різних районах Українського щита та в межах Воронежського кристалічного масиву

Fig. 11. Distribution of the ages of igneous rocks in the different regions of the Ukrainian Shield and within the Voronezh Crystalline Massif



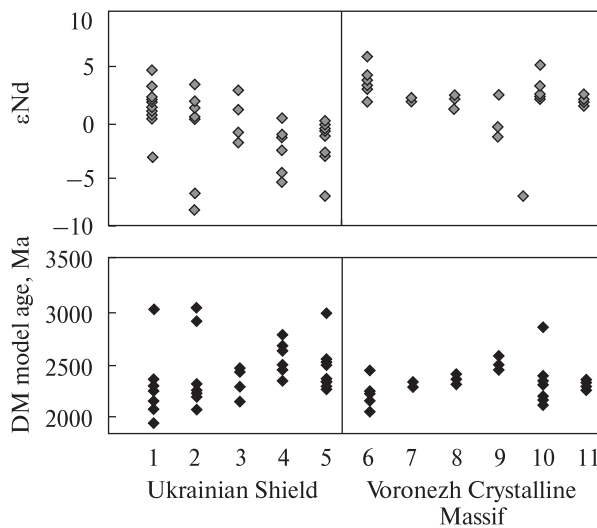


Рис. 12. Ізотопний склад неодиму (ϵNd) та модельний вік за моделлю деплетованої мантії порід Українського щита та Воронезького кристалічного масиву, породи: 1 — метаморфічні тетерівської серії; 2 — гранітоїди житомирського комплексу; 3 — метаморфічні росинсько-тікицької серії; 4 — північної частини Подільського району; 5 — гранітоїди Інгуло-Інгулецького району; 6 — усманського комплексу; 7 — мігматити; 8 — лосівської серії; 9 — павлівського комплексу; 10 — воронцовської серії; 11 — вулканічні накладених западин

Fig. 12. Isotope composition of Nd (ϵNd) and DM model ages of the Ukrainian Shield and Voronezh Crystalline Massif rocks: 1 — metamorphic rocks of the Teteriv Series; 2 — granitoids of the Zhytomyr Complex; 3 — metamorphic rocks of the Ros-Tikykh Series; 4 — rocks of the northern part of the Podillya region; 5 — granitoids of the Inhulo-Inhulets region; 6 — rocks of the Usman Complex; 7 — migmatites; 8 — rocks of the Losev Series; 9 — rocks of the Pavlovsky Complex; 10 — rocks of the Vorontsova Series; 11 — volcanic rocks of the superimposed basins

валі 2080—2065 млн рр. тому. У межах Воронезького кристалічного масиву магматизм тривав значно довше — від 2200 до 2040 млн рр. Це пов'язане з тим, що Воронезький кристалічний масив був окраїною Сарматії і розвивався спочатку в режимі активної континентальної окраїни, а пізніше магматизм був спричинений колізією Сарматії та Волго-Уралії. Детальніше ці процеси описано в роботах [29, 30, 32, 37—39]. Магматизм на більшій частині Українського щита також є відображенням колізії, яка відбулася на 50—60 млн рр. раніше цього магматизму. Винятком є Північно-Західний район щита, де гранітоїдний магматизм розвивався тривалий час у режимі активної континентальної окраїни або ж острівної дуги, і був пов'язаний із субдукцією океанічної літосфе-

ри. Обдуковані фрагменти океанічної кори у вигляді амфіболітів, які геохімічно тотожні базальтам серединно-океанічних хребтів, присутні у складі акреційної призми (тетерівської серії). Пізніше, 2000—1980 млн рр. тому, ця ділянка новоствореної континентальної кори продовжувала розвиватися в режимі активної континентальної окраїни (Осницько-Мікашевицький вулcano-плутонічний пояс) [19], а сама окраїна континенту поступово мігрувала в північному напрямку завдяки нарощуванню континентальної кори [30]. Цей процес тривав до 1850—1820 млн рр. тому, коли відбулася колізія Сарматсько-Уральського сегменту Східно-Європейської платформи з Феноскандинавським сегментом. Отже, датування гранітоїдного магматизму сучасними методами, коли похибка вимірювання віку наближується до перших мільйонів років, дає змогу визначити, що гранітоїдний магматизм у межах різних ділянок Сарматії розвивався неодноразово, мав пульсаційний характер, і був спричинений, вочевидь, різними тектонічними подіями.

Як вказано вище, палеопротерозойські породні комплекси віком понад ~1,95 млрд рр. Північно-Західного району Українського щита мають ювенільні ізотопні характеристики, які свідчать про відокремлення матеріалу від мантії недовзі перед утворенням цих порід, тобто про їх нетривалу корову передісторію. Отже, земна кора в цьому районі була сформована саме в палеопротерозойський час і не містить архейського матеріалу. На рис. 12 наведено узагальнені відомості про ізотопні характеристики палеопротерозойських породних комплексів Українського щита та Воронезького кристалічного масиву. Як видно з цих даних, метаморфічні породи Росинсько-Тікицького району мають, подібно до порід Північно-Західного району, мантіїний або близький до нього ізотопний склад неодиму [31]. Водночас, породи північної частини Побузького району, репрезентовані як метаморфічними породами, так і гранітоїдами бердичівського комплексу [7, 18], а також гранітоїди Інгуло-Інгулецького району [24] мають більш "розвинений" ізотопний склад неодиму, який вказує на значну домішку архейського матеріалу у їхньому складі. Це також не є дивним, оскільки ці породні комплекси розвивалися на окраїнах архейських мікроконтинентів. Корові гранітоїди, які в палеопротерозойський вік розвивалися в цих районах, мали змішане архей-протеро-

зойське джерело. При цьому, архейські породи переважали в джерелі гранітоїдів Подільського району, а палеопротерозойські — в Інгуло-Інгулецькому. У межах східної окраїни Воронезького кристалічного масиву різко переважають гранітоїди з ювенільними ізотопними характеристиками. Такі саме ізотопні характеристики мали й осадові та вулканогенні породи лосевської та воронцовської серій. Отже, можна стверджувати, що Східно-Сарматський орогенний пояс, подібно до Тетерівського орогенного поясу, є ділянкою палеопротерозойської континентальної кори, в межах якої частка архейських порід є мінімальною.

Висновки. 1. Отримано нові датування гранітоїдів житомирського комплексу Північно-Західного району Українського щита, млн рр.: Красногірський масив — 2077 ± 8 , Сербівський масив — 2061 ± 11 , Курчицький масив — 2069 ± 4 , Городський масив — 2070 ± 2 . Також уточнено вік Олександрівського масиву — 2044 ± 9 та Суловського масиву — 2059 ± 5 млн рр.

2. Граніти житомирського комплексу вкорінювалися впродовж декількох головних фаз близько 2078, 2072, 2060 та 2045 млн рр. тому. Головними фазами вкорінення є 2072 та 2078 млн

рр. Плагіограніти шерметівського комплексу вкорінювалися 2092 та 2078 млн рр. тому. Запропоновано об'єднати ці два комплекси в житомирський комплекс.

3. Результати датування цирконів локальними методами, а також результати вивчення ізотопного складу гафнію та неодиму в гранітах житомирського комплексу заперечують наявність широко розповсюдженого архейського фундаменту в межах Північно-Західного району Українського щита.

4. Гранітоїдний магматизм у межах Північно-Західного району є дещо давнішим, ніж в інших районах Українського щита, і був пов'язаний із субдукцією океанічної літосфери під північну окраїну архейського Подільського мікроконтиненту. В інших районах Українського щита гранітоїдний магматизм був пов'язаний передовсім з колізією Сарматського та Волго-Уральського сегментів Східно-Європейської платформи.

Автори щиро вдячні М.М. Костенко за численні слушні зауваження до рукопису статті, які суттєво сприяли його покращенню, а також О.В. Митрохину за обговорення та поради.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бойченко С.А. Корнинский гранит — структурно-текстурные особенности, состав и генезис // Геология і магматизм докембрію Українського щита / Ред. М.П. Щербак ; НАН України. Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення. — К., 2000. — С. 127—129.
2. Бойченко С.А. О взаимоотношении и генезисе житомирских и коростышевских гранитов // Геология і магматизм докембрію Українського щита / Ред. М.П. Щербак ; НАН України. Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення. — К., 2000. — С. 129—130.
3. Бойченко С.А. Правомерно ли выделение быстреевского типа гранитов в самостоятельный комплекс? // Геология і магматизм докембрію Українського щита / Ред. М.П. Щербак ; НАН України. Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення. — К., 2000. — С. 131—132.
4. Верхогляд В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волинский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия і рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 47—56.
5. Гейченко М.В., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бобров О.Б. Печанівський масив (Волинський мегаблок, Український щит). Стаття 2. Радіологічний вік // Геол. журн. — 2015. — 75, № 3. — С. 101—108.
6. Гейченко М.В., Бобров О.Б. Печанівський масив (Волинський мегаблок, Український щит). Стаття 1. Геологія, петрографія // Геол. журн. — 2015. — 75, № 2. — С. 71—80.
7. Довбуш Т.І., 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.
8. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та поясн. зап.). — К. : УкрДГРІ, НСК України, 2004. — 30 с.
9. Костенко М.М. Тектонічна будова кристалічного фундаменту Волинського мегаблока Українського щита // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2011. — № 1. — С. 68—90.
10. Костенко М.М., Костенко О.М. Новоград-Волинська вулкано-тектонічна структура (Волинський мегаблок Українського щита). Стаття 2. Геологія і речовинний склад // Мінерал. ресурси України. — 2010. — № 4. — С. 33—38.
11. Костенко О.М. Геологія та особливості речовинного складу колізійних гранітів Волинського мегаблока Українського щита // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2012. — № 3. — С. 48—67.
12. Костенко О.М. Геохімія та радіогеохронологія гранітоїдів Волинського мегаблока: автореф. дис. ... канд. геол. наук / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. — К., 2013. — 20 с.

13. *Костенко О.М., Довбуш Т.І., Степанюк Л.М.* Геохронологія плагіогранітів "шереметівського" комплексу (Волинський мегаблок Українського щита) // Мінерал. журн. — 2011. — **33**, № 2. — С. 83—88.
14. *Костенко О.М., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І.* Геологія та геохронологія гранітоїдів житомирського комплексу (Волинський мегаблок Українського щита) // Мінерал. журн. — 2012. — **34**, № 2. — С. 49—63.
15. *Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльцле О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.И., Кануникова Л.И., Шумлянский Л.В.* Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита // Геохимия та рудоутворення. — 2010. — Вип. 28. — С. 11—16.
16. *Пономаренко О.М., Павлова О.О., Павлов Г.Г.* Структурогенез та геохронологія палеопротерозойських гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита. — К.: Компринт, 2014. — 177 с.
17. *Скобелев В.М.* Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1987. — 140 с.
18. *Степанюк Л.М., Бибикова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М.* Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минерал. журн. — 1998. — **20**, № 5. — С. 72—79.
19. *Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Шербак Д.М.* Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь // Минерал. журн. — 2000. — **22**, № 1. — С. 115—118.
20. *Шумлянский Л.В.* Геохимия пород Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса Украинского щита // Геохимия. — 2014. — № 11. — С. 972—985. — doi: <https://doi.org/10.7868/S0016752514110089>
21. *Шумлянский Л.В.* Изотопный состав Sr, Nd и Hf в гранитоидах Северо-Западного района Украинского щита // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (27 мая — 1 июня 2013) / Препр., ИГМР им. Н.П. Семеново. — Киев, 2013. — С. 157—160.
22. *Шумлянский Л.В.* Изотопна геохімія гранітного "валуна" із псевдоконгломерату тетерівської серії (Північно-Західна частина Українського щита) // Мінерал. журн. — 2012. — **34**, № 1. — С. 54—62.
23. *Шумлянский Л.В.* Стратиграфічне положення і джерела зносу відкладів Білорозовицької та Овруцької западин, Північно-Західний район Українського щита // Геохімія та рудоутворення. — 2011. — Вип. 29. — С. 44—53.
24. *Шумлянский Л.В., Петренко О.В.* Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита // Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту. — 2015. — **33**, № 1. — С. 80—87.
25. *Шербак 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., Шербак Д.Н.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
26. *Шербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. — Киев: Наук. думка, 2008. — 240 с.
27. *Шербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.
28. *Шербаков И.Б., Єсипчук К.Е., Орса В.И., Усенко И.С., Бартницький Е.Н., Голуб Е.Н., Горлицкий Б.А., Кириллов С.П., Забияка Л.И., Царовский И.Д., Осадчий В.К.* Гранитоидные формации Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 192 с.
29. *Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V.* Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids // Stratigraphy and Geological Correlation. — 2009. — **17**. — P. 561—573. — doi: <https://doi.org/10.1134/S086959380906001X>
30. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* Europe/East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. — Elsevier, 2016. — P. 1—18. — doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
31. *Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V.* Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking, and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton // European Lithosphere Dynamics / Eds. Gee D.G., Stephenson R.A. — Geol. Soc., London, Memoirs. — 2006. — **32**. — P. 645—654. — doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>
32. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu.* Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic // Geotectonics. — 2007. — **41**. — P. 38—62.
33. *Shumlyansky L., Bekker A., Billström K., Claesson S., Romer R.L., Albekov A., Rudenko K.* Geochronology and geodynamic setting of Rhyacian (2.25—2.03 Ga) orogenic zones in Sarmatia (SW Baltica) // Proceed. 14th SGA Biennial Meeting (20—23 Aug. 2017, Québec City, Canada, 2017). — P. 253—256. — doi: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4878.0569>
34. *Shumlyansky L., Bekker A., Claesson S.* U-Pb zircon geochronology of rocks of the Teteriv series, Northwestern region of the Ukrainian Shield // Актуальные проблемы наук о Земле. Геологические и географические исследования трансграничных регионов: Сб. материалов Междунар. науч.-практ. сем. (Брест, 21—25 сент. 2015 г.). — С. 242—244. — doi: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4878.0569>
35. *Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O.* The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // Precam. Res. — 2017. — **292**. — P. 216—239. — doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
36. *Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C.* ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East

European craton from Archaean to Neoproterozoic // *Precam. Res.* — 2015. — **260**. — P. 39–54. — doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>

37. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia // *Lithos.* — 2016. — **246–247**. — P. 61–80. — doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.025>
38. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., Korish E.H., Sarkisyan L.S. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications // *Precam. Res.* — 2016. — **287**. — P. 48–72. — doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.10.015>
39. Terentiev R.A., Skryabin V. Yu., Santosh M. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: Tectonic implications on Columbia supercontinent // *Precam. Res.* — 2016. — **273**. — P. 165–184. — doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.009>
40. Whitehouse M.J., Kamber B., Moorbath, S. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of west Greenland — a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geol.* — 1999. — **160**. — P. 201–224. — doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00066-2)

Надійшла 21.10.2017

REFERENCES

1. Boychenko, S.A. (2000), *Precambrian geology and magmatism in the Ukrainian Shield*, in Shcherbak, M.P. (ed.), IGMOF of the NAS of Ukraine, Kyiv, UA, pp. 127-129.
2. Boychenko, S.A. (2000), *Precambrian geology and magmatism in the Ukrainian Shield*, in Shcherbak, M.P. (ed.), IGMOF of the NAS of Ukraine, Kyiv, UA, pp. 129-130.
3. Boychenko, S.A. (2000), *Precambrian geology and magmatism in the Ukrainian Shield*, in Shcherbak, M.P. (ed.), IGMOF of the NAS of Ukraine, Kyiv, UA, pp. 131-132.
4. Verkhogliad, V.M. and Skobelev, V.M. (1995), *Geochemistry and Ore Formation*, No. 21, Kyiv, UA, pp. 47-56.
5. Geichenko, M.V., Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I. and Bobrov, O.B. (2015), *Geologicheskii zhurnal*, Vol. 75, No. 3, Kyiv, UA, pp. 101-108.
6. Geichenko, M.V. and Bobrov, O.B. (2015), *Geologicheskii zhurnal*, Vol. 75, No 2, Kyiv, UA, pp. 71-80.
7. Dovbush, T.I., Skobelev, V.M. and Stepanyuk, L.M. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No 2-3, Kyiv, UA, pp. 132-142.
8. 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 scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (scheme and explanatory note)*, NSC Ukraine, UkrDGRI, Kyiv, UA, 30 p.
9. Kostenko, M.M. (2011), *Collection of sci. works of UkrDGRI*, No. 1, Kyiv, UA, pp. 68-90.
10. Kostenko, M.M. and Kostenko, O.M. (2010), *Mineral. Resources of Ukraine*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 33-38.
11. Kostenko, O.M. (2012), *Collection of sci. works of UkrDGRI*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 48-67.
12. Kostenko, O.M. (2013), *Geochemistry and radiogeochronology of granitoids of the Volyn region*, Abstract of Ph.D. dissertation, M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, Kyiv, UA, 20 p.
13. Kostenko, O.M., Dovbush, T.I. and Stepanyuk, L.M. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 2, Kyiv, UA, pp. 83-88.
14. Kostenko, O.M., Stepanyuk, L.M. and Dovbush, T.I. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 2, Kyiv, UA, pp. 49-63.
15. Ponomarenko, A.N., Lesnaya, I.M., Zyuysle, O.V., Gatsenko, V.A., Dovbush, T.I., Kanunikova, L.I. and Shumlyansky, L.V. (2010), *Geochemistry and Ore Formation*, Vyp. 28, Kyiv, UA, pp. 11-16.
16. Ponomarenko, O.M., Pavlova, O.O. and Pavlov, G.G. (2014), *Genesis of structures and geochronology of Palaeoproterozoic granitoids of the Volyn region of the Ukrainian Shield*, Comprint press, Kyiv, UA, 177 p.
17. Skobelev, V.M. (1987), *Petrochemistry and geochronology of the Precambrian formations of the North-Western region of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 140 p.
18. Stepanyuk, L.M., Bibikova, E.V., Claesson, S. and Skobelev, V.M. (1998), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 20, No. 5, Kyiv, UA, pp. 72-79.
19. Stepanyuk, L.M., Yesypchuk, K.Yu., Boychenko, S.O., Skobelev, V.M., Dovbush, T.I. and Shcherbak, D.M. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No. 1, Kyiv, UA, pp. 115-118.
20. Shumlyansky, L.V. (2014), *Geochemistry Int.*, Vol. 52, No. 11, Moscow, RU, pp. 972-985, doi: <https://doi.org/10.7868/S0016752514110089>
21. Shumlyansky, L.V. (2013), *Tez. dokl. Mezhdunar. nauch. konf. Granitoidy: usloviya formirovaniya i rudonosnost, Kiev, 27 maya-1 iyunya 2013*, M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, Kyiv, UA, pp. 157-160.
22. Shumlyansky, L.V. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 1, Kyiv, UA, pp. 54-62.
23. Shumlyansky, L.V. (2011), *Geochemistry and Ore Formation*, Vyp. 29, Kyiv, UA, pp. 44-53.
24. Shumlyansky, L.V. and Petrenko, O.V. (2015), *Geology and Mineralogy Bull. of Kryvyi Rih Nat. Univ.*, Vol. 33, No. 1, Kryvyi Rih, UA, pp. 80-87.

25. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnitsky, E.N., Verkhogliad, V.M., Komaristyi, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, A.N., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.M. (1989), *Geochronological chart of the Precambrian of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 144 p.
26. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N. and Shumlyansky, L.V. (2008), *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. Proterozoic*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 240 p.
27. Shcherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian Shield*, ZUKTS press, Lviv, UA, 366 p.
28. Shcherbakov, I.B., Yesypchuk, K.Yu., Orsa, V.I., Usenko, I.S., Bartnitsky, E.N., Holub, E.N., Horlitsky, B.A., Kirillov, S.P., Zabiayaka, L.I., Tsarobsky, I.D. and Osadchy, V.K. (1984), *Granitoid formations of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 192 p.
29. Bibikova, E.V., Bogdanova, S.V., Postnikov, A.V., Popova, L.P., Kirnozova, T.I., Fugzan, M.M. and Glushchenko, V.V. (2009), *Stratigraphy and Geological Correlation*, Vol. 17, pp. 561-573, doi: <https://doi.org/10.1134/S086959380906001X>
30. Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R. and Garetsky, R.G. (2016), *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier, pp. 1-18, doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
31. Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S. and Skobelev, V. (2006), *Geol. Soc., London, Memoirs*, Vol. 32, pp. 645-654, doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>
32. Shchipansky, A.A., Samsonov, A.V., Petrova, A.Yu. and Larionova, Yu. (2007), *Geotectonics*, Vol. 41, pp. 38-62.
33. Shumlyansky, L., Bekker, A., Billström, K., Claesson, S., Romer, R.L., Albekov, A. and Rudenko, K. (2017), *Proceed. 14th SGA Biennial Meeting, 20-23 Aug. 2017*, Québec City, Canada, pp. 253-256, doi: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4878.0569>
34. Shumlyansky, L., Bekker, A. and Claesson, S. (2015), *Actual problems of the Earth sciences. Geological and geographical studies of the cross-border areas, Brest, 21-25 Sept. 2015*, Brest, Belarus, pp. 242-244, doi: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4878.0569>
35. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M. and Bilan, O. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 292, pp. 216-239, doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
36. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Billström, K., Claesson, S. and Storey, C. (2015), *Precam. Res.*, Vol. 260, pp. 39-54, doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>
37. Terentiev, R.A., Savko, K.A. and Santosh, M. (2016), *Lithos*, Vol. 246-247, pp. 61-80, doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.025>
38. Terentiev, R.A., Savko, K.A., Santosh, M., Korish, E.H. and Sarkisyan, L.S. (2016), *Precam. Res.*, Vol. 287, pp. 48-72, doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.10.015>
39. Terentiev, R.A., Skryabin, V.Yu. and Santosh, M. (2016), *Precam. Res.*, Vol. 273, pp. 165-184, doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.009>
40. Whitehouse, M.J., Kamber, B. and Moorbath, S. (1999), *Chem. Geol.*, Vol. 160, pp. 201-224, doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00066-2)

Received 21.10.2017

Л.В. Шумлянський¹, Л.М. Степанюк¹, С. Клаэссон², К.В. Руденко³, А.Ю. Беккер⁴

¹ Інститут геохімії, мінералогії і рудообрання
ім. Н.П. Семененко НАН України
03142, г. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладина, 34
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com

² Шведський природоєдчеський музей
P.O. Box 50007, SE-104 05, г. Стокгольм, Швеція
E-mail: stefan.claesson@nrm.se

³ Національний науко-єдчеський музей НАН України
01601, г. Київ, Україна, ул. Б. Хмельницького, 15
E-mail: rudenkokseniav@gmail.com

⁴ Каліфорнійський університет, Оєдлення наук о Земле
CA 92521, г. Риверсайд, США, пр-т Університетський, 900
E-mail: andreymb@ucr.edu

УРАН-СВИНЦОВАЯ ЦИРКОН-МОНАЦИТОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ЖИТОМИРСКОГО И ШЕРЕМЕТЬЕВСКОГО КОМПЛЕКСОВ, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН УКРАИНСКОГО ЩИТА

Рассмотрены новые результаты U-Pb датирования цирконов и монацитов из гранитоидов Северо-Западного района Украинского щита, а также проведено их сопоставление с ранее полученными данными. Согласно новым данным, Красногорский массив кристаллизовался 2077 ± 8 млн лет т. н., Сербовский — 2061 ± 11 , Курчицкий — 2069 ± 4 , Городский — 2070 ± 2 , Александровский — 2044 ± 9 , Суловский — 2059 ± 5 млн лет тому назад. Уста-

новлено, що граніти житомирського комплексу вдерлися в течение кількох головних фаз — 2078, 2072, 2060 і 2045 млн лет т. н., а плагіограніти шереметівського комплексу — 2092 і 2078 млн лет т. н. Сделан вывод, що геохронологічні і ізотопно-геохімічні (ізотопний склад Hf і Nd) дані заперечують наявність широко розповсюдженого архейського фундаменту в межах Северо-Западного району Українського щита. Показано, що гранітоїдний магматизм в межах Северо-Западного району проявився кілька років раніше, ніж в інших районах Українського щита, і був пов'язаний з субдукцією океанічної літосфери під північну окраїну архейського Подільського мікроконтиненту.

Ключевые слова: U-Pb геохронологія, гранітоїди, палеопротерозой, Український щит.

*L.V. Shumlyanskyi*¹, *L.M. Stepanyuk*¹, *S. Claesson*², *K.V. Rudenko*³, *A.Yu. Bekker*⁴

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry,
Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: lshumlyanskyi@yahoo.com

² Swedish Museum of Natural History
SE-104 05, Stockholm, Sweden, P.O. Box 50007
E-mail: stefan.claesson@nrm.se

³ National Scientific Museum of Natural History of the NAS of Ukraine
15, Bohdan Khmelnytskyi Str., Kyiv, Ukraine, 01601
E-mail: rudenkokseniav@gmail.com

⁴ University of California, Department of Earth Sciences
900, University Ave., Riverside, USA, CA 92521
E-mail: andreyb@ucr.edu

U-Pb ON ZIRCON AND MONAZITE GEOCHRONOLOGY OF GRANITES OF THE ZHYTOMYR AND SHEREMETIV COMPLEXES, THE NORTH-WESTERN REGION OF THE UKRAINIAN SHIELD

New results of U-Pb dating of zircon and monazite from granitic rocks of the North-Western region of the Ukrainian Shield are discussed in the paper and compared with previously obtained data. According to the new data, the Krasna Hirka massif crystallized at 2077 ± 8 Ma, the Serby massif at 2061 ± 11 Ma, the Kurchytsya massif at 2069 ± 4 Ma, the Horodske massif at 2070 ± 2 Ma, the Oleksandrivka massif at 2044 ± 9 Ma, and the Susly massif at 2059 ± 5 Ma. It is shown that granites of the Zhytomyr Complex intruded during several successive phases at 2078, 2072, 2060 and 2045 Ma. Plagiogranites of the Sheremetiv Complex intruded at 2092 and 2078 Ma. It is concluded that the geochronological and isotope-geochemical (Hf and Nd isotope systematics) data contradict the presence of the widely distributed Archaean basement beneath the North-Western region of the Ukrainian Shield. The granitic magmatism in the North-Western region of the Ukrainian Shield is somewhat older than in other regions of the shield and we suggest that it was caused by the subduction of oceanic lithosphere under the northern margin of the Archaean Podillya microcontinent.

Keywords: U-Pb geochronology, granites, Palaeoproterozoic, the Ukrainian Shield.