

УДК 550.42 : 546.027 + 551.71/.72

**Щербак М. П., Пономаренко О. М., Степанюк Л. М., Артеменко Г. В.,  
Загнітко В. М., Шумлянський Л. В.**

## **Геохімія ізотопів та геохронологія докембрію**

Викладено основні етапи, проблеми і перспективи розвитку геохімії ізотопів та радіогеохронології в Україні загалом і, зокрема, у Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка на сьогодні є провідним центром в Україні з ізотопно-геохімічних і радіогеохронологічних досліджень.

В Україні у 1940-х рр. під керівництвом Є. С. Бурксера були розпочаті роботи в галузі геохімії ізотопів та радіогеохронології й завдяки всебічній підтримці і активній участі віце-президента Академії наук України академіка М. П. Семененка за відносно короткий час набули широкого розвитку. Були освоєні калій-аргоновий, уран-свинцевий та, дещо пізніше, рубідій-стронцієвий ізотопні методи і розпочато планомірне датування гірських порід Українського щита (УЩ) та інших регіонів України (Г. Д. Єлисеєва, Б. Б. Зайдис, Ф. І. Котловська).

Грунтуючись на отриманих результатах, М. П. Семененко в докембрії України виділив п'ять мегациклів (Стратиграфія УРСР, 1972), які було покладено в основу міжконтинентальної кореляції докембрійських розрізів. До докембрію I (3600–2700 млн рр.) віднесено аульський та конкський комплекси, що співставлялися з біломорським комплексом Балтійського щита, предскурієм Шотландії та докене-ранським фундаментом Гренландії і Канадського щита. Докембрій II (2700–2000 млн рр.) на УЩ представлено бузьким

і базавлуцьким комплексами, віковими аналогами яких є свекофеніди і ранній карелій Балтійського щита, кетеліди Гренландії, гудзоній Канадського щита. В докембрій III (2000–1700 млн рр.) виділено криворізький комплекс УЩ; він співставлений зі свекофенідами Швеції, курським комплексом Воронезького масиву, гудзонським комплексом провінції Черчіль на Канадському щиті. Докембрій IV (1700–1100 млн рр.) представлено овруцьким і волинським комплексами УЩ, які корелюють з воронцовською серією Воронезького масиву, готським комплексом Південної Швеції, ельсонієм і кевенованом Канадського щита, мізастальським та апачі комплексами Північно-Американських Кордільєр. Докембрій V (1100–560 млн рр.) проявлено рахівським циклом у Карпатському регіоні та поліською, волинською і валдайською серіями на західному схилі УЩ; віковими аналогами їх є чорноморський цикл галіцид у фундаменті Європи, гренвільський цикл на Канадському щиті та серія белт в Північно-Американських Кордільєрах.

Глобальне значення мала вперше в світі розроблена М. П. Семененком (1975) геохронологічна схема послідовності розростання і стабілізації кори континентів. Згідно з цією схемою, в докембрії з'являються декілька центрів формування

платформ континентів, які розростаються у результаті стабілізації та причленування в докембрії II нового структурного ярусу сіалічної кори. Стабілізовані на цьому етапі континентальні плити продовжують розростатись, простір між ними заповнюють утворення рухливих поясів докембрії III, які з'єднали їх у великі платформи. У кінці докембрії IV завершилась стабілізація платформ північної півкулі (Північно-Американської, Східно-Європейської та Східно-Сибірської), а у південній півкулі стабілізувались щити другого порядку. Наприкінці докембрії відбулася повна стабілізація південних континентальних платформ (Південно-Американської, Африканської, Індійської, Австралійської та Антарктичної) і окремих ділянок по периферії платформ північної півкулі. Широтний екваторіальний рухливий пояс між платформами північної і південної півкуль існував протягом всього фанерозою.

У 1970-х рр. почався новий етап розвитку радіогеохронологічних досліджень в Україні, направлених на вивчення стратиграфії та геохронології докембрії України, пов'язаний з ім'ям академіка НАН України М. П. Щербак. Він розвиває комплексний підхід до вивчення докембрійської стратиграфії, який базується на таких основних положеннях: 1. У формуванні породних асоціацій раннього докембрії провідна роль належить осадовим, магматичним і метаморфічним процесам, які проявлялись циклічно, з певною еволюційною спрямованістю. Породні асоціації кожного наступного циклу істотно відрізняються від попередніх, утворюючи еволюційні петрогенетичні ряди.

2. Український щит має неоднорідну блокову будову. Виділяються чотири типи мегаблоків, які представляють граніт-зеленокам'яну область Середнього Придніпров'я, грануліто-гнейсову область Придністров'я та Побужжя, діафторовані граніто-гнейсові райони Приазов'я і басейнів рік Рось та Тікич, амфіболіто-гнейсові пояси Північно-Західного й Інгуло-Інгулецького районів. Одновікові породні асоціації у кожному з мегаблоків,

як правило, істотно відрізняються.

3. Для кожного тектоно-магматичного циклу нижні вікові межі визначаються за часом накопичення ініціальних вулканітів і пов'язаних з ними осадових утворень, а верхні — за часом становлення пізньо- та посторогенних гранітоїдних комплексів.

4. Час прояву процесів седиментогенезу, магматизму і метаморфізму встановлюється за реперними ізотопними датами, визначеними уран-свинцевим, самарій-неодимовим та іншими сучасними радіогеохронологічними методами.

Виходячи з цих положень, фахівці Інституту під керівництвом М. П. Щербак у співпраці з іншими науковими та виробничими геологічними організаціями розробили нову стратиграфічну схему докембрії УЩ (М. П. Щербак, М. М. Доброхотов, К. Ю. Єсипчук, Є. М. Бартницький, Є. Б. Глеваський, Г. В. Жуков, Г. В. Артеменко та ін.). (М. П. Щербак та ін., 1978, 1985, 1989; Стратиграфія СРСР, 1989). Виділено п'ять геохронологічних рубежів. Найважливіший з них — 2600 млн рр. Він розглядається як межа архею та протерозою і визначається умовно за існуванням гранітів віком 2800–2600 млн рр., які завершують пізньоархейський тектоно-магматичний цикл. З ранньопротерозойським тектоно-магматичним циклом пов'язане утворення вулканітів новокриворізької світи (не менше 2350 млн рр.).

У археї виділено два вікових рубежі. Рубіж 3200 млн рр. відділяє палеоархей (дніпровій) від мезоархею (азовію) і визначається віком метадацитів конкської серії (3150 млн рр.) та плагіогранітоїдів дніпропетровського комплексу (до 3200 млн рр.) і 3600 млн рр., що поділяє ео- та палеоархей.

Віковий рубіж 1700 млн рр. відділяє ранній протерозой (клесовій) від пізнього (овручій). Він відповідає часові становлення субплатформних масивів гранітів рапаківі, лужних і сублужних порід Східного Приазов'я. У протерозої виділяється ще рубіж 2000 млн рр., він є межею між криворожієм та овручієм і відповідає часові

прояву на всіх блоках щита (за винятком Середньопридніпровського) інтенсивних гранітоутворювальних процесів, якими завершилась стабілізація ранньопротерозойських рухливих зон.

Досить детально розроблено стратиграфію докембрійських залізисто-кременистих формацій УЩ і Східно-Європейської платформи в цілому (М. П. Щербак). Їх утворення пов'язане з періодами тектоно-магматичної активності (на УЩ 3400–3150 та 2800–2600 млн рр.), які відповідають кратонним стадіям розвитку. Існування тривалих періодів стійкого кратонно-континентального режиму в архейі і на межі архею з протерозоем з властивим йому інтенсивним вивітрюванням пояснює існування в глобальних масштабах двох великих періодів залізородного осади-накопичення, які тривали після кратонних стадій. До цих же періодів належить формування високоглиноземистих порід з проявами корунду (метаморфізовані кори вивітрювання), а також графітових гнейсів.

Велика увага в Інституті приділяється вивченню найдавніших порід, які є ключем до реконструкції ранньої геологічної історії Землі. На території УЩ знайдені й вивчені найдавніші гірські породи — новопавлівський комплекс та дністровсько-бузька серія віком 3750–3400 млн рр. (М. П. Щербак, В. Л. Бойко, І. М. Лісна, Л. М. Степанюк). Породи віком від 3000 до 4000 млн рр. встановлені також на Балтійському, Алданському і Анабарському щитах (Е. В. Соботович, А. А. Комаристий, Ю. О. Ольховик, О. В. Цьонь, Ю. А. Слупицький, Л. М. Степанюк).

У результаті комплексних ізотопно-геохімічних і геохронологічних досліджень Інститутом у співпраці з відповідними інститутами геологічної служби і кафедрами Львівського, Криворізького та Київського університетів на сьогодні розроблена сучасна шкала геологічного часу раннього докембрію УЩ, яка добре зіставляється з Міжнародною шкалою геологічного часу в докембрії (М. П. Щербак, 2007).

Отримана за останні роки радіо-

геохронологічна інформація та зіставлення рубежів основних епох формування породних комплексів раннього докембрію УЩ з Міжнародною шкалою окреслила ряд проблемних питань: 1. Найповніше співпадає розчленування геологічного розрізу мезоархею (3,2–2,8 млрд рр.) УЩ з Міжнародною шкалою, але потужності зеленокам'яних товщ в таких регіонах, як Південно-Африканський та Західно-Австралійський щити, значно більші, ніж в УЩ.

2. В Українському щиті поки що не доведена наявність зеленокам'яних асоціацій палеоархейського етапу формування (3,6–3,2 млрд рр.). Тому необхідно посилити комплексні геохронологічні та ізотопно-геохімічні дослідження регіонів УЩ щодо прояву зеленокам'яних асоціацій порід палеоархею.

3. Недостатньо досліджені рубежі формування породних комплексів міжблокових тектонічних зон. Передовсім це стосується Оріхово-Павлоградської та Голованівської, які характеризуються складною тектонічною будовою та поширенням порід різного віку.

4. Необхідно провести комплексні ізотопно-геохімічні та геохронологічні дослідження з метою уточнення нижнього геохронологічного рубежу формування Криворізько-Кременчуцької структури та тетерівської серії. Особливо актуальне проведення додаткових досліджень щодо нижнього рубежу новоград-волинської товщі.

5. Недостатньою є кількість даних про час утворення рудних формацій. Тому радіогеохронологічним лабораторіям ІГМР ім. М. П. Семененка, УкрДГРІ та інших наукових установ України слід опанувати Re-Os та Lu-Hf методи датування рудних мінералів. У першу чергу необхідно визначити час утворення парагенезисів мінералів рудних, рідкіснометалічних та радіоактивних асоціацій УЩ.

Крім вказаних існують й інші проблеми у вивченні геологічної будови УЩ, формування якого охоплює значний етап геологічної історії Землі — від 3,7 до

1,6 млрд рр. У цьому плані будуть проведені дослідження в спільному комплексному проєкті Академій наук України і Росії, у виконанні якого Інститут бере активну участь. Назва цього проєкту "Еволюція літосфери Українського і Балтійського щитів в ранньому докембрії". Перший етап проведення наукових досліджень в рамках цього проєкту будуть виконувати від України — Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка (ІГМР) НАН України, від Росії — Інститут геології та геохронології докембрію (ІГГД) РАН, Інститут геохімії ім. В. І. Вернадського (ГЕОХІ) РАН та Всеросійський геологічний інститут (ВСЕГЕІ), які мають сучасне лабораторне обладнання для вивчення речовинного складу докембрійських утворень.

Геохронологічними дослідженнями, окрім породних комплексів УЩ, були охоплені й інші регіони України та сусідніх країн. Виконано значний обсяг геохронологічних досліджень магматичних формацій Карпат, Криму, Донбасу та Дніпровсько-Донецької западини (М. П. Щербак, Б. Цамбел, Л. М. Степанюк та ін.). Встановлено складну, багатоетапну геологічну історію розвитку Мармароської структурної зони Внутрішніх Карпат. У добайкальський час тут проявились інтенсивні вулканічні та підпорядковані їм седиментаційні процеси, інтрузії невеликих гранітних тіл і метаморфізм. Протягом байкальського етапу (900–540 млн рр.) відбулось накопичення потужної товщі осадових порід білопотоцької серії, слабо проявились основний магматизм та інтрузії гранітоїдів діорит-плагіогранітної формації (540 млн рр.), сформувалась складчастість і проявився метаморфізм за умов амфіболітової та епідот-амфіболітової фацій. Під час каледонсько-вариського етапу (540–380 млн рр.) нагромадились карбонатно-теригенна та флішоїдна формації діловецької серії; на початку цього етапу проявився спочатку основний, а потім кислий магматизм і вкорінились тіла гранітогнейсів білопотоцького та яворникового типів. Джерелом магми гранітогнейсів

першого типу була верхньомантійна чи нижньокорова речовина, а другого — верхня кора, збагачена ураном, торієм, рубідієм і рідкісноземельними елементами. Протягом герцинського етапу (330–290 млн рр.) раніше утворені породи зазнали регресивного метаморфізму за умов зеленосланцевої фації, що призвело до регіонального "омолодження" віку порід і мінералів, визначених з допомогою калій-аргонового методу.

Разом зі словацькими геологами проведено ізотопне датування кристалічних порід Західних Карпат і геохронологічне зіставлення кристалічного фундаменту Західних та Східних Карпат (М. П. Щербак, Б. Цамбел, 1987). Одержані з використанням уран-торій-свинцевого методу дані щодо цирконів із гранітоїдів, порфіроїдів і кристалічних сланців не підтвердили їх докембрійський вік. Показано, що найдавніші вулканічні процеси проявились у Східних Карпатах в інтервалі 640–600 млн рр.; в Західних осадова товща гельницької серії утворилась понад 660 млн рр. тому, а вулканічна діяльність проявилась значно пізніше (400 млн рр.).

В результаті ізотопно-геохронологічних досліджень порід палеозойського фундаменту Криму встановлено, що час їх формування відповідає карбон-пермському етапові (320–280 млн рр.); "омолодження" віку пов'язане з юрським і крейдовим магматизмом, прояви якого доведено геологічними та радіологічними даними. В Донецькому басейні і Дніпровсько-Донецькій западині вулканічні процеси проявились у пізньому докембрії, в завершальні фази герцинського, а, можливо, і альпійського орогенезів.

Для розв'язання низки петрогенетичних та металогенічних задач широко використовуються дані з геохімії ізотопів свинцю, стронцію, вуглецю, сірки, кисню й водню. М. П. Щербак, Є. М. Бартницький, В. М. Загнітко, І. П. Лугова та ін. на основі ізотопного складу свинцю із галенітів архейських осадово-вулканогенних порід Середнього Придніпров'я встановили декілька їх різновікових генерацій, пов'язаних з різними рудно-мінеральними

асоціаціями, утвореними внаслідок проявів магматичних і більш пізніх метасоматичних процесів. Першоджерелом кластогенних галенітів із метапісковиків та конгломератів скелюватської світи криворізької серії були сульфідно-кварцові жили, які залягають серед архейських плагіогранітів і метаморфічних порід конкської серії.

Галеніти із рудопроявів Донбасу і Волино-Поділля мають складний генезис, в їх утворенні брали участь породи докембрійського фундаменту, палеозойські осадові товщі і гідротермальні розчини. Ізотопний склад свинцю цих галенітів визначений різним кількісним внеском звичайного свинцю, який відповідає часові рудоутворення, радіогенного та найдавнішого (також звичайного).

Одержано важливі дані про ізотопний склад стронцію в гранітоїдах УЩ. Встановлено, що для тоналітів та плагіогранітів Середнього Придніпров'я і Західного Приазов'я характерне низьке значення відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В їх мігматизованих відмінах воно підвищується, що зумовлено впливом корового компонента. Високі значення відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  мають житомирські, бердичівські, мокромосковські та інші граніти, які є палінгенно-анатектичними утвореннями.

За особливостями ізотопного складу кисню та вуглецю в карбонатах виділено декілька генетичних груп карбонатних порід і відтворено умови їх формування. Розроблено ізотопно-геохімічні критерії відмінності карбонатитів від інших типів карбонатних порід, що має важливе практичне значення (І. П. Лугова, В. М. Загнітко).

Проведено вивчення ізотопного складу кисню в породах докембрійських залізисто-кременистих формацій України, уточнені фізико-хімічні умови їх утворення та розроблені ізотопні критерії відміни основних генетичних типів багатих залізних руд (І. П. Лугова, Ю. П. Мельник).

Вивчено особливості розподілу ізотопів кисню, водню і сірки в рудопроявах Українських Карпат, що дозволило одержати нові дані про їх генезис. Вста-

новлено, що поліметалічне і колчеданно-поліметалічне зруденіння Берегівського рудного поля не відрізняються між собою за ізотопним складом кисню, вуглецю та сірки в мінералах, температурним режимом утворення і складом рудоутворювальних розчинів. На підставі цього зроблено висновки про вулканогенно-гідротермальний генезис обох типів зруденіння. Наявні раніше уявлення про вулканогенно-осадове походження колчеданно-поліметалічного зруденіння не підтвердились (М. П. Щербак та ін., 1981).

Проведено систематичні дослідження ізотопного складу водню та кисню із підземних вод різних нафтогазоносних районів України та інших регіонів, розроблено і широко впроваджено в геологічну практику новий метод пошуків родовищ вуглеводнів (В. Ю. Ветштейн, 1982). Застосування ізотопних методів дало змогу вирішити також інші мінералогічні та петрологічні проблеми, зокрема, показати можливість виділення рівноважних та нерівноважних асоціацій гідроксилвмісних мінералів (М. П. Щербак, В. Ю. Ветштейн).

Вперше у світі проведено експериментальне дослідження коефіцієнтів ізотопно-кисневого фракціонування у системі циркон — вода, що включало штучне вирощування кристалів циркону в системі із заданими ізотопними параметрами води та оксиду цирконію (В. М. Загнітко, І. П. Лугова).

Виконано комплексні ізотопно-геохронологічні дослідження, спрямовані на створення шкали періодизації металогенічних епох в ранній історії Землі і в дорифейський етап формування докембрію УЩ, що дуже важливо для визначення напрямків пошуку чорних, кольорових, радіоактивних та благородних металів (М. П. Щербак, Д. М. Щербак та ін.).

За останні роки в радіогеохронологічних й ізотопно-геохімічних дослідженнях широкого використання набули методи оптичної та електронної мікроскопії, що дозволило цілеспрямовано вибирати об'єкти вивчення і сприяло об'єктивнішій

інтерпретації отримуваних ізотопних даних. Це надзвичайно важливо для визначення віку уран-свинцевим ізотопним методом за акцесорним цирконом, особливо ранньодокембрійських комплексів, які в цілому є поліциклічно сформованими породними асоціаціями, що зазнали впливу декількох розірваних у часі термальних ендегенних перетворень, супроводжуваних кристалізацією нових генерацій циркону. За результатами виконання комплексних радіогеохронологічних досліджень породних комплексів західної частини УЩ встановлено, що континентальна кора цього регіону формувалася протягом понад 1,5 млрд рр. (у віковому інтервалі 3,65–1,95 млрд рр. тому) шляхом додавання нових порцій мантійної речовини. Доведено, що в будові Дністровсько-Бузького району УЩ беруть участь породи трьох різновікових гнейсових комплексів, які зазнали, крім палеопротерозойського, декілька етапів термальних ендегенних перетворень: палеоархейські (3,6–3,2 млрд рр. тому) поліметаморфічні породи тиврівської товщі – шість етапів; неоархейські (2,8–2,6 млрд рр. тому) поліметаморфічні породи бузької серії – не менше трьох етапів; палеопротерозойські (2,6–2,1 млрд рр. тому) метаморфічні породи гніванської та березнинської товщ (Л. М. Степанюк, 2000).

Процеси тектонотермальних ендегенних перетворень порід гранулітових комплексів супроводжувались формуванням чарнокітоїдів. Найдавніший циркон із ендербіто-гнейсів дністровсько-бузької серії має вік 3,65 млрд рр. і утворився за *PT* умов амфіболітової фації (Л. М. Степанюк, В. М. Скобелєв, 2006). Циркони архейського віку (2,8 млрд рр.) містять чарнокітоїди, поширені західніше с. Завалля, в Луполовській антикліналі та в районі м. Гайворон (І. М. Лісна, 1989; О. В. Бібікова та ін., 2001, 2004), але переважна більшість чарнокітоїдів Дністровсько-Бузького району УЩ була сформована наприкінці раннього протерозою (2,06–1,99 млрд рр. тому) – мезопертитові ендербіти, чарнокіти, зрідка безкалішпатові ендербіти

(І. М. Лісна, 1989; Л. М. Степанюк, 2000; Л. М. Степанюк та ін., 2004).

Встановлено, що протерозойський (2,1–1,95 млрд рр. тому) етап гранітизації порід архейських гранулітових комплексів Дністровсько-Бузького району відбувався синхронно процесам гранітоутворення в породах палеопротерозойських гнейсових комплексів Дністровсько-Бузького, Північно-Західного та Росинсько-Тікицького районів УЩ (Л. М. Степанюк, 2000; О. М. Пономаренко, 2003).

Отримано вагомий результат у віковому розчленуванні порід граніт-зеленокам'яних комплексів Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків УЩ і Воронежського кристалічного масиву. В зеленокам'яних поясах Середньопридніпровського мегаблоку виділено п'ять етапів кислого вулканізму (Г. В. Артеменко, 1995). Встановлено вік Софіївської розшарованої інтрузії – 3,1 млрд рр. На Приазовському мегаблоці встановлено мезоархейський вік зеленокам'яних поясів – 3,2–3,0 млрд рр., що дозволило зіставити їх з зеленокам'яними поясами Середньопридніпровського мегаблоку (конкською серією) (М. П. Щербак, Г. В. Артеменко та ін., 2006). Визначено вік кислих метавулканітів у Сорокинській зеленокам'яній структурі (ЗС) – 3,16 млрд рр., Новогорівській ЗС – 3,1 млрд рр. Виділено плагіогранітоїди віком 3,0 млрд рр. (Новогорівська, Косивцівська, Сорокинська ЗС). Виконано геохронологічне розчленування і геохімічну типізацію гранітоїдів Гуляйпільського блоку – виділено плагіограніти тоналіт-тронд'єміт-гранітної асоціації – 3,0–2,92 млрд рр., плагіогранітоїди шевченківського комплексу – 2,85 млрд рр. і корові граніти добропільського і вовчанського комплексів (Г. В. Артеменко та ін., 2008). У метаосадових породах зеленокам'яних структур Приазовського мегаблоку виявлено палеоархейський кластогенний циркон віком 3,35 млрд рр., що свідчить про існування більш древнього фундаменту (М. П. Щербак, Г. В. Артеменко та ін., 2006). Встановлено архейський вік вапнисто-лужних сієнітів Старобогданівського

масиву — 2,81 млрд рр. У Курській граніт-зеленокам'яній області Воронежського кристалічного масиву встановлено вік кислих метавулканітів олександрівської (3,27 млрд рр.) та дичнянської світ (3,13 млрд рр.) михайлівської серії (Г. В. Артеменко, 1995) та виявлено палеоархейські тронд'єміти віком 3,27 млрд рр. (Г. В. Артеменко та ін., 2006).

Розроблено петрогенетичну модель формування Олександрівської розшарованої інтрузії, до якої належать магматичні фази перидотитів, піроксенітів, габроїдів, діоритів, анортозитів й плагіогранітоїдів і встановлено її верхню вікову межу — 3,06 млрд рр. (Г. В. Артеменко, І. А. Самборська 2008). Ця інтрузія розміром близько  $5 \times 8$  км виділяється у південно-західній частині Середньопридніпровського мегаблоку і складена ультрабазитами, габроїдами, діоритами, анортозитами та плагіогранітами. Згідно з геофізичними даними, Олександрівська структура інтерпретується як киле-або воронкоподібна з концентрично-зональною будовою. Центральна частина цієї структури складена практично повністю діоритами; зовнішнє "кіле" — габроїдами і ультрамафітами, які прориваються жилами діоритів. До тіл ультрамафітів і їх тектонічного контакту з вмисними породами приурочені прояви сульфідних мідно-нікелевих руд (Солдатське, Володимирівське, Олександрівське). Метаморфізм порід — від зеленосланцевої до амфіболітової фацій. Вмісні породи представлені плагіомігматитами дніпропетровського комплексу, від яких породи Олександрівської структури відділені тектонічними розломами.

Інтрузивний комплекс Олександрівської структури представляє собою багатофазову інтрузію. До найбільш ранньої інтрузивної фази належать кумулятивні ультрабазити — дуніти, лерцоліти і вебстерити, які складають товщу ритмічно-зональної будови (Г. В. Артеменко, І. А. Самборська, 2008). Пізніша інтрузивна фаза представлена габроїдами, в найбільш повному розрізі яких виділяється послідовність (згори донизу): норит, габронорит,

габро діопсидове, які також є розшарованими. Остання магматична фаза представлена андезиновими анортозитами, діоритами та плагіогранітами.

Ультрамафіти Олександрівської структури характеризуються нормальною і підвищеною нікеленосністю. Максимальний рівень накопичення ванадію і титану спостерігається в габроїдах. Мідно-нікелеві руди характеризуються стійкою парагенетичною асоціацією — піротин, пентландит, халькопірит, що містять підвищені значення концентрації нікелю, кобальту та міді (Г. В. Артеменко, І. А. Самборська та ін., 2008).

Час формування ультрамафіт-мафітового комплексу залишається невідомим. У результаті спроби його визначення з використанням за валовими пробами порід Sm-Nd ізотопного методу виявлено, що в ультрамафітах присутній неодим із двох джерел і побудувати для них ізохрону неможливо. Одна проба лерцоліту має позитивне значення  $\epsilon Nd = 2,6$ , а дві інші негативні  $-1,4$  та  $-7,7$ . Від'ємними значеннями  $\epsilon Nd$  характеризуються також олівінові вебстерити — від  $-1,7$  до  $-8,5$ . Це ми пояснюємо проявом процесів метаморфізму.

Верхня вікова межа формування порід ультрамафіт-мафітового комплексу Олександрівської інтрузії визначається часом інтрузії в них діоритів, анортозитів та плагіогранітів — 3060 млн рр. тому (Г. В. Артеменко, 1995).

Великий обсяг геохронологічних досліджень виконаний у межах Волинського мегаблоку УЩ. Зокрема, встановлено, що найдавнішими утвореннями в даному регіоні є метаморфічні породи тетерівської серії (включаючи гнейси новоград-волинської товщі), вік метаморфізму яких становить  $2100 \pm 20$  млн рр. (Rb-Sr порода ізохрона та U-Pb вік за новоутвореними метаморфогенними цирконами (В. М. Скобелєв, 1985). Гранітоїди Волинського мегаблоку відносять до двох комплексів: житомирського та осницького, вік формування першого з них становить 2080–2040, другого — близько 1990

млн рр. (М. П. Щербак та ін., 1989). Практично синхронно з гранітоїдами осницького комплексу формувались і ефузивні клесівської серії, що дозволяє відносити їх до однієї вулканоплутонічної асоціації. Одночасно з породами осницького комплексу формувалась і складна породна асоціація розшарованих перидотит-габронорит-монзоніт-гранітоїдних інтрузивів букинського комплексу, вік становлення яких визначено в  $1987 \pm 6$  млн рр. Очевидно, формування всіх цих порід пов'язане з двома орогенними подіями — "житомирською" і "осницькою", що розвивались в режимі активної континентальної окраїни архейського Побузького мікроконтиненту. Ізотопний склад стронцію ( $Sr_{(i)} = 0,70202 - 0,70275$ ) та неодиму ( $\epsilon Nd = -0,4... + 1,8$ ) в породах осницько-клесівської вулканоплутонічної асоціації свідчить про ювенільне (мантієне) походження цих порід (Л. В. Шумлянський та ін., 2006), тоді як породи букинського комплексу мають змішане (мантієно-корове) походження (Л. В. Шумлянський, 2003).

Наступний значний етап розвитку даного регіону пов'язаний з колізією Сарматського та Фенноскандинавського сегментів Східно-Європейської платформи, яка відбулась близько 1800 млн рр. тому. З цим етапом розвитку території пов'язане формування цілої групи нікеленосних розшарованих інтрузивів (Прутівський, Каменський) та дайкових утворень (Томашгородська група дайок, дайки Горинської зони розломів тощо). Вік формування Прутівського інтрузиву визначений в  $1777 \pm 5$  млн рр., Каменського — в 1788, а долеритів Томашгородської групи дайок — в  $1790 \pm 4$  (Л. В. Шумлянський та ін., 2008). Ізотопно-геохімічні дані (ізотопний склад  $Sr_{(i)} = 0,70264 \pm 0,0002$ ,  $Nd_{(i)} = 0,51030 \pm 0,00018$ ,  $\epsilon Hf = +1,7... + 5,8$ ,  $\delta^{34}S = -0,1... + 4,3$  ‰) (Л. В. Шумлянський, 2005, 2008) свідчать про формування первинних розплавів цих порід з деплетованої мантії. Цілком інше джерело мають породи крупного поліфазного Коростенського анортозит-рапаківігранітного плутону.

Уран-свинцевий ізотопний метод умож-

ливив досить детальне вивчення цирконів і баделітів із магматичних порід Коростенського плутону. Встановлено, що інтрузія різних за складом магматичних порід відбувалася протягом 60 млн рр. як серія окремих магматичних епізодів (фаз). Тіла найбільш ранніх анортозитів встановлені в межах Пугачівської ( $1794 \pm 6,7$  млн рр.), Ігнатпільської ( $1789 \pm 0,2$ ) брил і Федорівського масиву ( $1784 \pm 2,7$  млн рр.). Формування гранітів рапаківі основної фази інтрузії відбулося  $1767 \pm 2,2$  млн рр. тому, синхронно процесам вулканізму, що мали місце в межах Вільчанської западини. Плутонічні породи Коростенського плутону та ефузивні нижньої частини Овруцької і Вільчанської западин також являють собою єдину вулканоплутонічну асоціацію. Ізотопно-геохімічні дані (ізотопний склад  $Sr_{(i)} = 0,70233 - 0,70362$ ,  $\epsilon Nd_{(i)} = -1,4... \pm 1,6$ ) щодо базитових порід Коростенського плутону свідчать про, найвірогідніше, нижньокорове джерело первинних розплавів. Була висловлена думка, що таким джерелом могли бути нижньокорові мафітові грануліти, сформовані під час осницького орогенезу.

Становлення інтрузивів анортозитів, лабрадоритів, габро-норитів, ультрабазитів і дайок діабазових порфіритів відбулося 1761–1758 млн рр. тому. В цей же час утворилися калішпат-біотитові граніти у Суцано-Пержанській тектонічній зоні ( $1760 \pm 10$  млн рр.) та лезниківські граніти Коростенського масиву ( $1752 \pm 15$  млн рр.) (В. М. Верхогляд, 1995).

Найбільш активний магматизм у межах Коростенського плутону проявився близько 1762–1758 млн рр. тому, коли були сформовані величезні анортозитові масиви (Володарськ-Волинський), численні рудоносні габроїдні інтрузиви, що містять значні поклади апатит-ільменітових руд, а також деякі з дайок долеритів (В. М. Верхогляд, 1995; Л. В. Шумлянський, 2007).

У межах західного схилу УЩ було досліджено кластогенні циркони, вилучені з пісковиків поліської серії, а також вік базальтів волинської серії. Наймолодший з цирконів поліської серії мав вік близько 1000 млн рр. Отже, породи цієї серії форму-



вались не раніше цього часу. Весь комплекс проведених ізотопно-геохронологічних досліджень по базальтах волинської серії (K-Ar, Rb-Sr ізохронне, U-Pb по сингенетичних цирконах (Л. В. Шумлянський та ін., 2001, 2006) свідчить про формування цих порід близько 550 млн рр. тому, на межі венду та кембрію.

Всі ці результати стали можливими тому, що за останні роки значно зросли аналітичні можливості геохронометричної лабораторної бази Інституту завдяки введенню в експлуатацію нового покоління мас-спектрометричного і хіміко-аналітичного обладнання вітчизняного та зарубіжного виробництва.

Це наочно можна продемонструвати на розвитку уран-свинцевого ізотопного методу. Перші дослідження ізотопного складу свинцю виконувались на мас-спектрометрі MI-1301 і лише виділеного із галеніту та монациту. В 1960-х рр. з появою мас-спектрометрів MI-1305 і, дещо пізніше, MI-1309 було розпочато аналізування ізотопного складу свинцю в цирконах. При цьому вага проби циркону, що використовувалась на один аналіз, складала близько 1 г. Проби розкладали лугами, методом плавлення у платинових чашках, а для виділення свинцю і урану використовували паперову хроматографію.

На початку 1980-х рр. з появою більш досконалого мас-спектрометра MI-1320 та впровадження в лабораторії Інституту методики хімічної підготовки Кроу стало можливим аналізувати проби циркону масою декілька міліграм.

Значно зросла продуктивність мас-спектрометрів. Якщо аналіз ізотопного складу свинцю на мас-спектрометрах MI-1301 і MI-1309 тривав декілька годин, а реєстрація мас-спектра відбувалася на паперовій стрічці КСП, що вимагало ще декількох годин кропіткої їх обробки для отримання даних щодо поширеності ізотопів та розрахунку ізотопних відношень, то мас-спектрометр MI-1320 управлявся за допомогою комп'ютера і вся процедура реєстрації та обробки мас-спектра свинцю здійснювалася автоматично, хоча тривалість

аналізу становила 20–30 хв. Мається на увазі лише сам процес реєстрації 20–30 мас-спектрів, без виведення проби в режим аналізу. Така підготовка проб в середньому займає близько години і практично однакова для всіх твердофазних термоємисійних мас-спектрометрів. Реєстрація такого ж мас-спектра свинцю за допомогою багатоклекторного мас-спектрометра MI-1201 АТ сумського ВАТ "Селмі" відбувається протягом 4-х хв.

За рішенням вченої ради Інституту створено мінералогічну лабораторію комплексного дослідження гірських порід і мінералів для ізотопного датування. Основним напрямком дослідження лабораторії є розшифрування генезису мінералів, окремих їх генерацій та співставлення їх утворення з конкретними геологічними ендегенними процесами, що значно підвищило об'єктивність геолого-геохронологічної інтерпретації отримуваних для них цифрових значень ізотопного віку, інформативність і якість ізотопно-геохімічних досліджень в цілому.

Окрім того, в Інституті створена "чиста" хімічна лабораторія з надчистими модулями для проведення досліджень з наважками акцесорних мінералів 0,5–2,0 мг, а в окремих випадках аналізувались і поодинокі акцесорні уранові мінерали. Зменшення наважок мінералів значно розширило можливості для ізотопного датування таких мінералів, як циркон, монацит, апатит, ортит, ксенотим та ін., які знаходяться у породах в незначній кількості, та дозволило зменшити вагу геохронологічних проб, що відбираються для датування, до 5–10 кг.

У 2005 р. в Інституті створений Центр колективного користування приладами "Мас-спектрометричний центр твердофазного, газового ізотопного та мікроелементного аналізу", який оснащений найновішим унікальним обладнанням — мас-спектрометром високої роздільної здатності з іонізацією в індуктивно зв'язаній плазмі "Елемент 2", що має межу детектування для більшості елементів  $10^{-15}$ . Приставка лазерної абляції UP 193, діаметр

кратера дослідження якої становить 2–110 мкм в полі кольорового відео мікроскопу з роздільною здатністю 2 мкм.

До комплексу обладнання лабораторії входять система очистки води *Millipore Direct-Q3 UV*, яка дозволяє отримувати ультрачисту воду з домішками не більше  $10^{-9}$  г/г безпосередньо із водопровідної води, та мікрохвильова система розчинення проб *Milestone ETHOS-1*, укомплектована ротором високого тиску *NOVA*, що дозволяє розкласти навіть надстійкі мінерали за 1–2 год.

Складовими одиницями Центру є також рентгеноспектральний мікроаналізатор суперпроб 733 фірми *Jeol*, електронний растровий мікроскоп з катодолумінесцентною приставкою і системою енергодисперсійного аналізу, поляризаційний оптичний мікроскоп фірми *Nikon*.

Все це значною мірою сприяло якості наукових досліджень та вагомості отримуваних результатів, дозволило розширити арсенал радіогеохронологічних методів. Так у 1999 р. в Інституті було впроваджено самарій-неодимовий ізотопний метод. Перші результати датування цим методом були отримані на 5-колекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT (Т. І. Довбуш, В. М. Скобелев, Л. М. Степанюк, 2000). Було доведено принципову можливість використання самарій-неодимових модельних дат як нижніх вікових меж супракрystalьних товщ. Розраховані індикаторні  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ізотопні відношення в магматичних породах відомого віку значно розширюють можливості поділу порід за джерелом їх родоначальних магм (кора чи нижня кора + мантія). Результатами вивчення самарій-неодимових систем валових проб порід підтверджено корову природу гранітів рапаківі коростенського, плагіогранітів сурського і дніпропетровського, гранітоїдів добропільського і низки інших комплексів УЩ та мантійне джерело більшості вивчених габроїдів.

Зважаючи, що успіх радіогеохронологічних досліджень вирішальною мірою залежить від методик хімічної підготовки проб, аналітичного облад-

нання (технічні дані мас-спектрометрів), результати, які були отримані до 1982 р. в Інституті (Каталог ізотопних дат..., 1978 та ін.), на сьогодні мають лише історичну та, деякою мірою, інформаційну цінність через недосконалість хіміко-аналітичних методик та низьку точність вимірювання ізотопних відношень на мас-спектрометрах того часу у порівнянні з теперішніми аналітичними можливостями.

Донедавна геохронологи, у тому числі українські, практично не вивчали анатомію кристалів циркону, через що проводили датування складних (поліфазних) кристалів циркону, сформованих у результаті прояву декількох, розірваних у часі, ендегенних процесів. Отримані значення ізотопного віку для таких кристалів не відображають реальних геологічних подій, а є проміжними між віком найдревнішої та наймолодшої із генерацій, що утворюють датовані кристали. Досить часто геохронологи були вимушені датувати складно побудовані кристали циркону, щоб хоч якось оцінити вік порід, як, наприклад, гранулітових комплексів Побужжя та Приазов'я, оскільки на той час іншого виходу не було. Тепер завдяки появі іон-іонних мікрозондів типу *Shrimp* та *Cameca* з'явилася можливість датувати кожну зону росту (генерацію) кристалів циркону окремо і отримувати інформацію про час кристалізації кожної із них.

Таким чином, є нагальна необхідність перегляду ізотопних дат, визначених до 1982 р., та детального вивчення анатомії кристалів циркону з застосуванням методів оптичної та електронної мікроскопії. Циркони, представлені простими (однофазними) кристалами, слід датувати класичним уран-свинцевим методом. Складні (поліфазні) кристали циркону необхідно датувати використовуючи сучасні іон-іонні мікрозонди. Це дозволить уточнити час формування магматичних порід і звузити вікові рамки формування інтрузивно-магматичних, ультраметаморфічних комплексів та супракрystalьних товщ.

На сьогодні практично немає надійних ізотопних дат для порід ультраосновного складу та більшості базальтоїдів, у тому

числі порід дайкових комплексів УЩ. Це ускладнює проведення кореляції через те, що відсутні надійні дані про початок формування осадово-вулканогенних товщ, оскільки саме продукти базит-ультрабазитового вулканізму зазвичай знаходяться в нижніх частинах розрізів супракрystalьних товщ.

Надійне ізотопне датування, насамперед поліфазних кристалів циркону за допомогою іон-іонних мікрозондів, порід основного-ультраосновного складу, у тому числі дайкових комплексів з використанням самарій-неодимового мето-

ду, буде сприяти розчленуванню та кореляції ранньодокембрійських утворень УЩ та проведенню міжрегіональних кореляцій. Наявні на сьогодні протиріччя в чинній "Кореляційній хроностратиграфічній схемі..." (2004), на наш погляд, значною мірою обумовлені тим, що вікове положення в Схемі деяких комплексів визначено не зовсім вірно (дніпропетровського, добропільського, літинського та ін.), часто взагалі є невідомим, як наприклад, шереметівського, капітансько-деренюхінського, славгородського, мангуського, сорокинського і низки інших комплексів.

Ин-т геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М. П. Семененка НАН України, Київ  
Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка, Київ

Надійшла 22.08.2008

*РЕЗЮМЕ.* Охарактеризованы основные этапы, проблемы и перспективы развития геохимии изотопов и радиогеохронологии в Украине в целом и, в частности, в Институте геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины.

*SUMMARY.* Main stages, problems and prospects of development of isotope geochemistry and radiogeochronology in Ukraine as a whole and M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine have been stated.