

РЕЗЮМЕ

В статті розглядаються два типи золоторудних местороджень - перший представлений всемирно известним местородженням в медистых песчаниках (Kupferschiefer), в котром содержится полиметаллическая минерализация (северо-запад Польши) и второй - мезотермально-эпitherмально-золоторудным месторождением Цаган Цахир Ууль (Tsagaan Tsakhir Uul), Центральная Монголия.

РЕЗЮМЕ

У статті розглянуто два типи золоторудних родовищ - перший представлений всесвітньо відомим родовищем в мідистих пісковицях (Kupferschiefer), в якому міститься поліметалева мінералізація на північному заході Польщі і другий - мезотермально-епітермальним золоторудним родовищем Цаган Цахир Ууль (Tsagaan Tsakhir Uul), Центральна Монголія.

AGH-University of Science and Technology, Krakow
e-mail: piestrz@geol.agh.edu.pl

УДК 550.93 : 551.24(477)

О.М. ПОНОМАРЕНКО, Г.Г. ПАВЛОВ, О.О. ПАВЛОВА

КАЛІЙ-АРГОНОВА ГЕОХРОНОМЕТРІЯ РОЗЛОМНИХ ЗОН ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Розглянуто досвід використання К-Аг геохронометрії для датування процесів у докембрійських зонах діафторезу. Показано, що комплексні петрографо-геохронометричні дослідження порід зон тектонічних порушень дозволяють правильно інтерпретувати ізотопні дати, що отримані за допомогою різних методів за різними мінералами, проводити хронометраж магматичних, метаморфічних та тектонічних подій у докембрії.

ІСТОРІЯ ПИТАННЯ

Вивчення досвіду використання К-Аг методу в геохронології докембрію показало тенденцію поступового зменшення інтересу до нього, особливо якщо необхідно визначити вік утворення метаморфічних та магматичних порід архею та протерозою, які неодноразово підлягали впливу метаморфізму. Це пов'язане із фактами втрати радіогенного аргону та калію під час повторного метаморфізму, що призводить до невідповідності цих датувань результатам, отриманим за допомогою інших методів ізотопних досліджень за цирконами, монацитами, роговими обманками (U-Pb, Rb-Sr, K-Ag) для тих самих порід. З одного боку, спостерігається "омолодження" порід, що пояснюється втратою Аг при накладанні повторних динамометаморфічних перетворень на досліджувані породи, що досліджуються, з другого, - збільшення значення віку внаслідок накопичення Аг мінералами-адсорбентами.

Фундаторами К-Аг досліджень у Росії - Х.І. Амірхановим, С.Б. Брандтом, А.С. Батирмурзаєвим та іншими було показано, що, застосовуючи континуальну модель отримання вихідного віку гірських порід, можна безпосередньо оцінити мінімальне значення міграційних властивостей радіогенного аргону в мінералах та термодинамічні умови. Крім цього, якщо можливе відновлення вихідного значення абсолютного віку у випадку епізодичної метаморфічної події за геологічними обставинами, тепловим моделюванням та іншими методами визначення віку, К-Аг метод надає можливість задати момент початку події та оцінити її тривалість. Дискордантні К-Аг датування в комплексі з дифузійними параметрами Аг можуть бути використані, наприклад, для оцінки температури та тривалості впливу інтрузій на контактні породи, температури закриття К-Аг систем мінералів і швидкості остигання різних геологічних систем [1, 2]. Поряд з цим, К-Аг

датування знайшло своє використання для визначення швидкості тектонічних піднять та глибини залягання порід за втратою Аг.

ПОСТАНОВКА ПИТАННЯ

Спираючись на експериментальні дані щодо повної втрати радіогенного аргону в результаті епізодичних метаморфічних подій, а також на досвід використання К-Аг методу для датування магматичних і тектонічних подій у фанерозої [1], автори дійшли висновку, що петрографічні, мікроструктурні та структуро-генетичні дослідження разом з К-Аг визначенням віку утворення калійвмісних мінералів можуть бути використані для відтворення геологічної історії розвитку як окремих метаморфічних порід, так і цілих регіонів, особливо тектонічних процесів у їх межах, що має важливе значення для розуміння геологічних подій у докембрії.

ВИБІР ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Для вирішення питання можливості використання К-Аг методу для хронометрії тектонічних подій у докембрії обрана ділянка зчленування Волинського та Росинсько-Тікицького мегаблоків Українського щита (УЩ). Вибір цієї ділянки обумовлений наявністю з боку тектонічно-активного Росинсько-Тікицького блоку групи біотитизованих амфіболітів, в яких проаналізовані К-Аг методом рогові обманки та біотити, що співіснують [3], на Волинському блоці - тектонічно переробленого Корнинського масиву гранітів, у складі яких присутній також весь спектр мінералів для хронометричних досліджень - циркон, рогова обманка та біотит.

Корнинський гранітний масив знаходиться в межах південно-східного замикання Кочерівської синкліноної структури північно-західної частини УЩ і вскритий відслоненнями на площі 35 км². Цей субмеридіально витягнутий масив належить до житомирського

комплексу палеопротерозойського віку [4]. Виходи гранітів простежуються по долині р. Ірпінь на південній окраїні с.м.т. Корнин на відстані понад 5 км і розкриті серією кар'єрів. Результати ізотопного датування U-Pb методом за цирконом та K-Ar за амфіболом й біотитом показали широкий діапазон коливання віку утворення: від 2068 до 1735 млн рр. відповідно, що за нашими уявленнями, якраз і є результатом глибокого тектонічного та діафоричного перетворення порід у зоні зчленування трьох мегаблоків щита - Волинського на заході, Росинсько-Тікицького на сході та Дністрівсько-Бузького на півдні.

РЕЗУЛЬТАТИ ПЕТРОГРАФІЧНОГО ДОСЛІДЖЕННЯ ГРАНІТІВ

Текстура тектонічно змінених корнинських гранітів сланцювата, обумовлена субпаралельною орієнтацією таблиць мікрокліну та лусок біотиту. Місцями вона переходить у директивну. Макроструктура - порфіроподібна, нерівномірно- з дрібнозернистою основною масою, на окремих ділянках вона явно тектонокластична з площинами сквзання та явищами гранулобластезу (рис. 1). Порода пронизана кварцовими та кварц-польовошпатовими жилами різної потужності від перших сантиметрів до їх десятків. Мінеральний склад, %: таблитчастий мікроклін - 30-35, плагіоклаз - 20-25, біотит - 20-25, кварц - 15-20, другорядні та акцесорні мінерали - апатит, циркон, монацит, ортит, сфен, епідот - 4, карбонат, синьо-зелений амфібол - менше 1.

Під мікроскопом у породі чітко спостерігається поєднання катакlastичної та тектонобластової структур, в яких виділяються тектонокласти плагіоклазу, мікрокліну, кварцу, що облямовані лінзоподібними агрегатами дрібних уламків польових шпатів, продуктів рекристалізації кварцу, польових шпатів, біотиту, рекристалізованого біотиту, сфену, епідоту, кальциту та акцесорних мінералів. Тектонокласти складають ~ 25-35 % об'єму породи. Плагіоклаз тектонокластів має олігоклазовий склад (25 % An). Форма його більш ізометрична в дрібних і видовжено-таблитчаста в крупних зернах. Спостерігається викривлення та блокування двійників, як свідчення динамічних процесів метаморфізму. По тріщинах розриву або по границях субзерен граноблас-



Рис. 1. Загальний вигляд тектонобластованих ділянок гранітоїдів корнинського типу

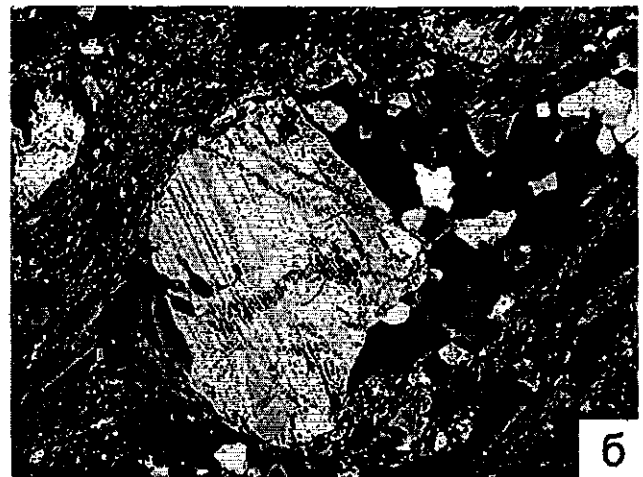
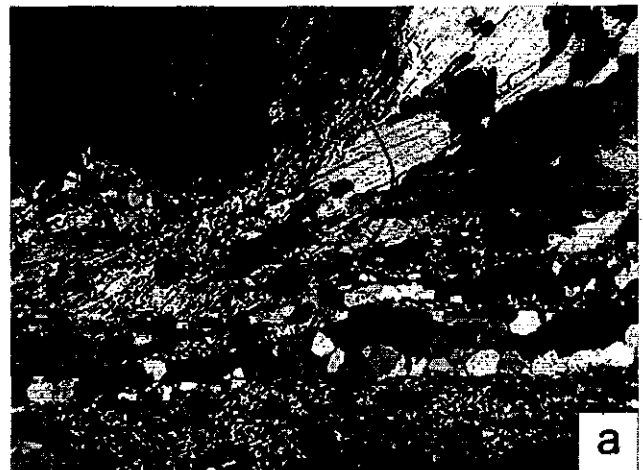


Рис. 2. Характер взаємовідносин порфірокластів плагіоклазів з тектономатриком. Фото шліфа з введеним аналізатором. Знято ділянку шліфа 1,8 × 2,2 мм

тових агрегатів розвиваються тонколускуватий біотит, гранульований кварц, карбонатні плівки (рис. 2). Місцями фіксуються серицитизація та пелітизація плагіоклазу. Тектонокласти плагіоклазу облямовані тонкими смугами крипнокристалічної маси, що складається з біотиту та кварцу. Присутні включення апатиту видовженої форми, округлі зерна монациту, зрідка - ортиту. У тінях тиску в торцевих частинах плагіоклазу спостерігається їх регенерація гранобластовими агрегатами, а також гранулоласти кварцу, біотит, епідот, зерна яких дещо перевищують за розміром зерна основної маси породи. Мікроклін порфіроподібних включень представлений деформованими брускоподібними таблицями та їхніми фрагментами, що видовжені згідно директивності породи. Як правило, мікроклін здвійникований за карлсбадським законом, але двійниковий шов криволінійний, місцями блокований поперечними зсувами. Мікроклінова ратка також деформована, плямистого характеру. Часто блоки мають скибовий характер із "ширмовим" згасанням. Спостерігаються пертити, іноді до декількох систем за напрямком. Струмчасті, або гіллясті пертити пронизують порфірокласти згідно зі спайною тріщинуватістю у двох напрямках. Їх поява пов'язана з деформаційними явищами. Струмчасті пертити також облямовують включення біотиту, кварцу, таблитчасті зерна плагіоклазу, що включені в порфіроподібні кристали мікрокліну і орієнтовані відповідно до зон росту. У бокових частинах бруски неупорядкованого мікроклі-

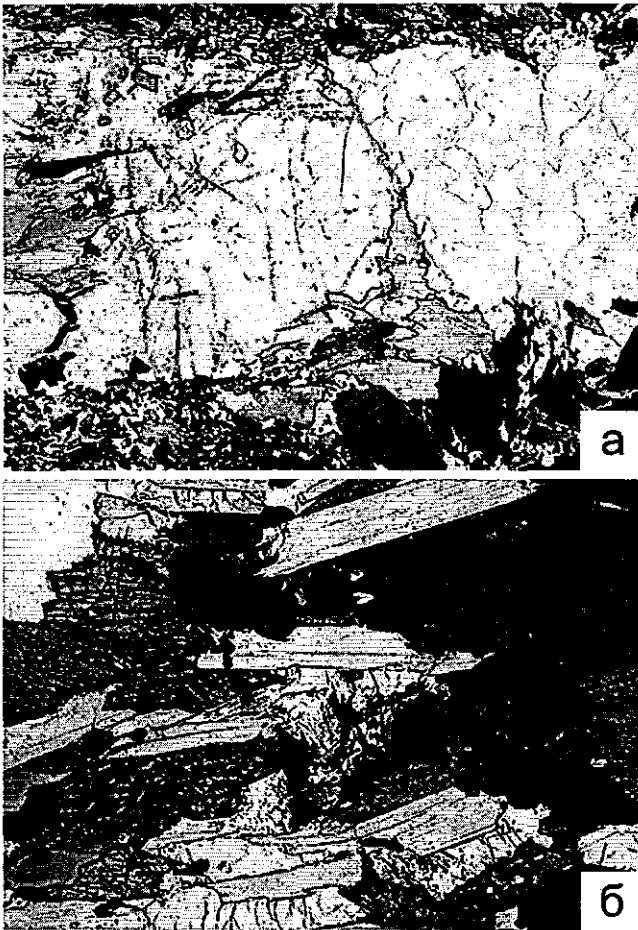


Рис. 3. Біотит корнінських гранітоїдів: а - на ділянках без рогової обманки; б - в асоціації з амфіболом, сфеном та епідотом

ну нерідко заміщені мірмекітом олігоклаз-кварцового складу та впорядкованим 'ратчастим мікрокліном.

Уздовж бокових частин порфірокластів розвивається гранобластова маса гранітного складу (тектонокласти плагіоклазу, гранульовані зерна кварцу, луски біотиту та ксеноморфні зерна 'ратчастого впорядкованого мікрокліну). Контакти порфірокластових (тектонобластових) мікрокліну та плагіоклазу з тектономатриksom мікро- та криптогрануляційні. Часто в міжзернових ділянках розтягування (ділатації) та у внутрішніх тріщинах тектонокластів спостерігаються криптокристалічні мірмекітоподібні виділення кварцу та альбіту, що заміщують польові шпати. Вони, можливо, утворилися в процесі локального перерозподілу мобілізованих компонентів за умов неоднорідного поля напружень.

Тектономатрикс характеризується підвищеним вмістом біотиту з переорієнтуванням його лусок вздовж контакту з порфірокластами (на зразок свілеватих структур) та з утворенням по площинах сколювання криптокристалічних (філонітових) просічок біотиту та кварцу. Плагіоклаз із тектономатриксу представлений переважно зернами таблитчастої, ізометричної форми, середній розмір зерен складає від 0,3-0,5 до 1 мм і є аналогічним плагіоклазу порфірокластів. Мікроклін із тектономатриксу більш впорядкований у порівнянні з мегакристами. Характеризується добре вираженою мікрокліновою 'раткою, відсутністю пертитів заміщення. Ним нерідко регенований або заміщений ранній невпорядкований мікроклін у торцьових частинах порфірокластів.

Кварц представлений окремими ізометричними зернами середнього розміру 0,1-0,2 мм та гранобластовими агрегатами з мозаїчною структурою. Як правило, такі скупчення утворюються внаслідок гранулобластезу крупних зерен, або як новоутворення, приурочені до тіней тиску біля плагіоклазових та мікроклінових порфірокластів.

Біотит представлений зернами лускатої форми з середнім розміром 0,2-0,4. Інтенсивно плеохроює від темного зеленувато-коричневого по Ng до світло-солом'яно-зеленого кольору по Nr. Спостерігається зміна схеми плеохроїзму (зелений - світло-зелений) в лусках, що беруть участь у заліковуванні тріщин в зернах плагіоклазу. Для біотититових просічок характерна асоціація біотиту з епідотом, сфеном, рудним мінералом, апатитом, рідше - синьо-зеленим амфіболом та кальцитом (рис. 3). Деформація лусок біотиту майже відсутня. Часто спостерігаються їх рекристалізація та грануляція разом із іншими мінералами матриксу. Епідот представлений зернами неправильної, децю видовженої форми з середнім розміром ~ 0,2 мм. Найбільші його скупчення приурочені до біотититових прошарків та навколо амфіболових зерен у вигляді тонких щіточок, як реакційний мінерал. Іноді разом зі сфеном вкорінюється по площинах спайності у зерна біотиту та амфіболу. Сфен, який разом з епідотом максимально поширений серед роговообманкових різновидів гранітоїдів, представлений зернами неправильної форми розміром до 0,1 мм, хоча спостерігаються і крупніші (до 0,5 см)

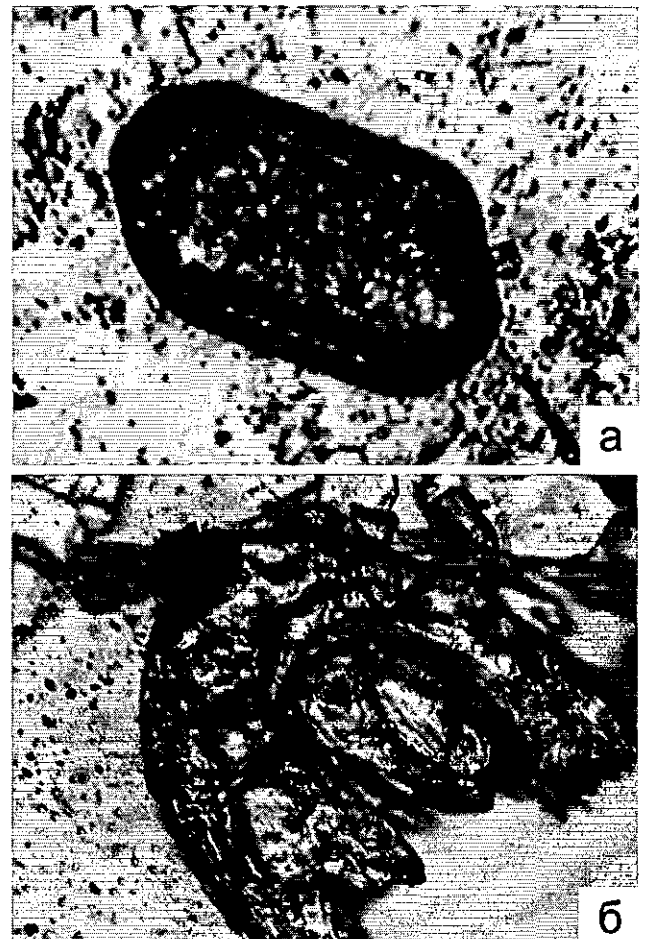


Рис. 4. Циркон: а - короткопризматичний в кристалах плагіоклазу, б - в тектономатриksі. Знято ділянки шліфа: а - 0,03 × 0,02 мм, б - 0,10 × 0,06 мм

виділення. Досить часто облямовує рудний мінерал та утворює ланцюжки дрібних ксеноморфних зерен у тонкогранульованій біотит-кварцовій масі просічок. Апатит представлений зернами < 0,1 мм короткопризматичної форми. Найбільші скупчення його приурочені до ділянок, збагачених біотитом та сфеном.

Циркон утворює короткопризматичні зерна правильної ограненої форми. Кристали, що включені у плагіоклаз, доволі рідкісні (рис. 4). Більш широко розповсюджений циркон, який знаходиться в кварц-біотитових просічках і асоціює з апатитом та біотитом. Цей циркон, як правило, крупніший, має ядра та зональну будову. Частіше за все він знаходиться у тісному зростанні з гранульованим кварцем, рудним мінералом, рекристалізованим біотитом. У ньому присутні тверді включення призматичного апатиту, ксенотиму або ранніх цирконів, а вздовж зон росту - газові, газово-рідинні та трифазні включення, які утворювалися або у результаті захоплення флюїду під час росту, або заліковування тріщин в процесі динамотермального перетворення гранітів.

Аналіз розташування порфірокластів породоутворювальних мінералів та тектономатриксу свідчить про багатофазний тектонічного перетворення гранітів за умови не нижче епідот-амфіболітової фації, на що вказує мінеральний парагенезис тектономатриксу.

Тектономатрикс в гранітах є суцільною сланцюватою масою, з чітким взаємним орієнтуванням лусок та пакетів біотиту. Структура утворень дрібнозерниста, гранолепідобластова, з різким переважанням лускатих зерен біотиту над кварцом (рис. 5). Мінеральний склад, %: біотит - 80, кварц - 10, плагіоклаз - 5; другорядні та акцесорні представлені сфеном, рудним мінералом, апатитом, цирконом, ортитом. Нерідко по кліважних площинах розриву - розтягнення формуються біотититові просічки.

Біотит представлений зернами лускатої форми розміром 0,5-1 мм. Спостерігається по окремих площинах тонка рекристалізація та "обтікання" ними зерен кварцу та плагіоклазу. Біотит інтенсивно плехроєє від світлого коричнювато-зеленого до блідожовтого кольорів. Включення представлені кварцом, апатитом, цирконом, навколо останнього іноді помітні плехроїчні дворики. Також часті вростання сфену неправильної, округлої форми у біотит по площинах спайності. Кварц представлений ідіоморфними зернами розміром 0,1 мм, розбитий на субзерна. Плагіоклаз представлений ізометричними табличчастими зернами з середнім розміром 0,2-0,3 мм, окремі зерна серицитизовані та пелітизовані, спостерігається полісинтетичне двійниковання, до тріщин спайності приурочені включення апатиту, біотиту. Апатит представлений призматичними зернами розміром < 0,1 мм. Асоціює з біотитом, сфеном та виділяється як включення в біотиті, плагіоклазі.

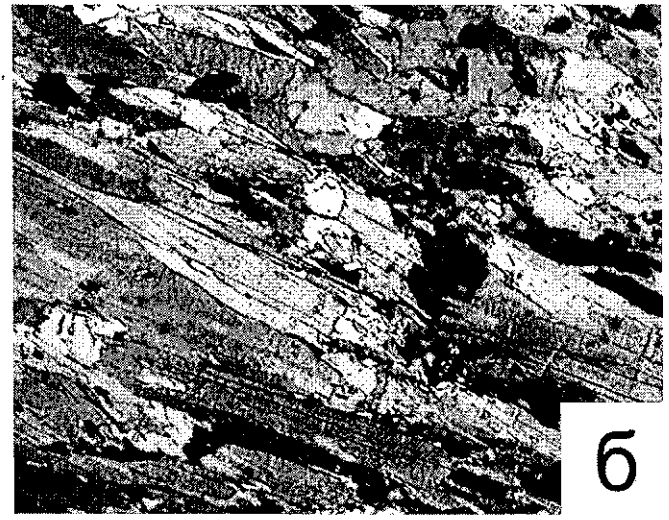
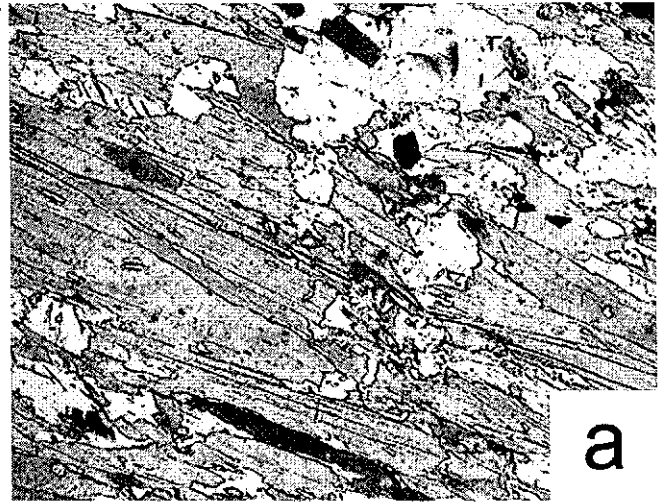


Рис. 5. Біотит із кліважних просічок в гранітах: а - без аналізатора, б - з аналізатором. Знято ділянку шліфа 2,3 × 1,8 мм

Сфен представлений зернами неправильної, ізометричної та клиновидної форми розміром < 0,1 мм. Досить часто розвивається по площинах спайності біотиту. Ланцюжки гранульованих зерен сфену приурочені до ділянок гранулобластезу кварцу. Ортит представлений ізометричними зернами < 0,1 мм, має зональну будову та приурочений до біотиту.

РЕЗУЛЬТАТИ ХРОНОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для відтворення хронології тектонічних подій у зоні зчленування Волинського та Росинського-Тікицького блоків були відібрані та проаналізовані проби біотиту з основної маси тектонізованих гранітів, біотиту із кліважної просічки (біотититового шву) в гранітах, а також рогова обманка із основної маси граніту. Результати визначення віку наведені у табл. 1.

Вік становлення гранітів Корнинського масиву досліджували за допомогою U-Pb методу по цирко-

Таблиця 1. Хронометрія біотитів та амфіболу з корнинських гранітів

Номер зразка	Проба	Мінерал	K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	Вік, млн рр.
K-2	Біотитова кліважна просічка в граніті	Біотит	7,9	1600	1735 ± 30
K-196	Тектонізований граніт	Біотит	7,6	1615	1790 ± 15
		Рогова обманка	1,5	372	1975 ± 20

Таблиця 2. Ізотопний вік цирконів з гранітів Корнинського масиву, млн рр.

Номер аналізу	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	Th	U
КН-2-1/82-01	2044	2026	2008	2171	132	167
КН-2-1/82-02 (ядро)	2069	2059	2049	2076	53	50
КН-2-1/82-02 (оболонка)	2017	1987	1959	1952	768	2351
КН-2-1/82-03	2064	2042	2021	2111	92	94
КН-2-1/82-04	2066	2068	2069	2352	132	309
КН-2-1/82-05	2051	2038	2025	2024	268	465
КН-2-1/82-06	2076	2039	2003	2173	103	674
КН-2-1/82-07	2053	2060	2067	2297	190	696
КН-2-1/82-08	2062	2046	2030	2064	351	668
КН-2-1/82-09	2055	2052	2050	2146	118	111
КН-2-1/82-11	2039	2014	1990	1962	228	255
КН-2-1/82-12	2042	2052	2062	2096	276	577
КН-2-1/82-13	2033	2024	2014	2005	214	363
КН-2-1/82-15	2063	2057	2051	2139	99	141
КН-2-1/82-16	2057	2060	2063	2152	119	384

нах. Мікроскопічне дослідження виявило в них тверді включення сингенетичного апатиту і ксенотиму (що було підтверджено результатами мікрозондування), зональну неоднорідність кристалів, газові, газово-рідинні та грифазні з вуглекислотою включення, що часто орієнтуються вздовж зон росту.

Електронномікроскопічні дослідження підтвердили тонкошарувату будову кристалів, наявність ядер, зафіксували приуроченість газових або рідинно-газових включень до залікованих тріщин, які могли виникнути під час зміни умов кристалізації, або внаслідок епігенетичних процесів. Всі визначення (табл. 2) (уран-свинцевий ізохронний метод, на HP 7500 quadrupole ICP-MS, Macquarie University, О. Белоусова, 2006 р.) є конкордантними і, ймовірно, відповідають віку кристалізації циркону з розплаву вихідних гранітів.

Незначне відхилення результатів аналізу від конкордії (рис. 6) (значення ізотопного віку зовнішньої оболонки циркону 1980-2020 млн рр.), швидше за все, свідчить про регенерацію (омолодження) зов-

нішньої оболонки під час динамометаморфічного перетворення (рис. 4, б).

Результати К-Аг датування амфіболів та біотитів з амфіболітів Росинсько-Тікицького блоку були отримані М.О. Ярошук, В.В. Рябоконе, Н.К. Коваленко, Ю.В. Кононовим, М.П. Щербак та опубліковані в [3].

ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Аналіз результатів петрографічних досліджень гранітів показав досить складну тектонічну історію формування їх сучасного вигляду як за структурою, так і за мінеральним складом.

Що привертає увагу в першу чергу? Ці граніти є тектонітами, утвореними по порфіроподібних гранітах у зоні крихко-пластичного зсуву. Тектонічній перебудові різні ділянки гранітів піддавалися з різною інтенсивністю і мали диференційований характер з поступовим переходом між ними. Найбільш ранній етап характеризувався чітко вираженою пластичною течією вздовж зсуву із механічною переорієнтацією мегакристалів мікрокліну та динамічним гранулоблестезом інших мінералів, що склали основу тектономатриксу.

Аналіз співвідношення вікових визначень за мінералами гранітів Корнинського масиву показав, що ізотопні дати, отримані за цирконом, амфіболом та біотитом фіксують різні етапи становлення масиву. Так, в ядрах цирконів за допомогою U-Pb методу визначено вік кристалізації магматичного розплаву, а також зародження цього мінералу - 2068 млн рр. тому (табл. 1, рис. 7).

Їхні зовнішні оболонки, відокремлені від ядер твердими включеннями апатиту, газово-рідинними та рідинними включеннями, за віком відповідають 1980 млн рр. Цей вік фіксує закінчення першого етапу тектонічної перекристалізації породи в умовах амфіболітової фації метаморфізму з формуванням сланцюватих тектонобластичних структур із переорієнтуванням порфіроподібних мегакристалів калієвого польового шпату.

Рогова обманка, що перекристалізувалась в цих по-

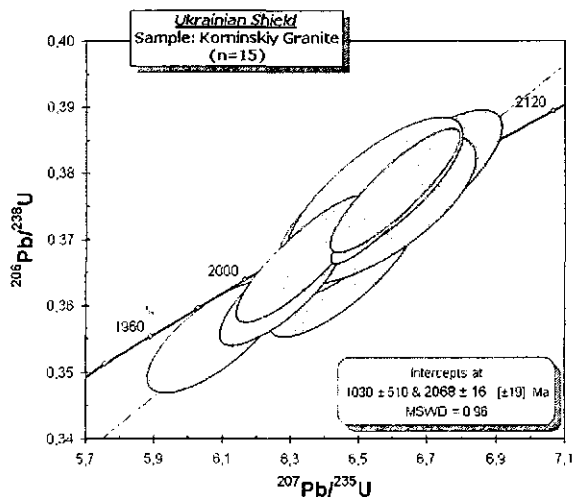


Рис. 6. Результати визначення ізотопного віку корнинських гранітів за цирконом

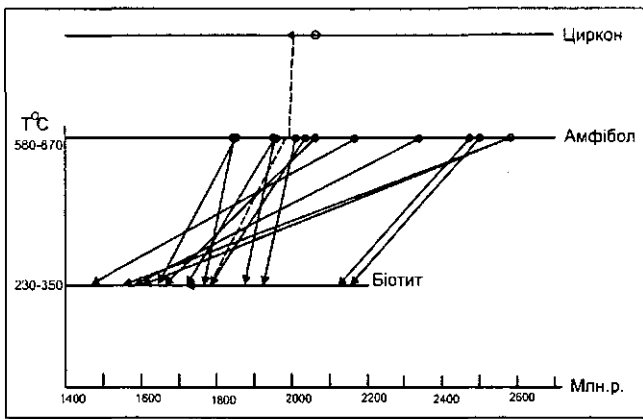


Рис. 7. Діаграма співвідношення віку амфіболітів Росинсько-Тікицького блоку за К-Аг визначенням по амфіболах та біотитах (пунктирна лінія - датування гранітів Корнинського масиву)

родах під час тектонічного перетворення, відповідно до результатів К-Аг датування, має вік 1975 ± 20 млн рр. Ця дата фіксує час "закриття структури" амфіболу для дифузії радіогенного аргону, а, відповідно, метаморфізму (діафторезу) температури $580-670^\circ\text{C}$.

Таким чином, вік утворення (доростання) оболонок зерен цирконів та час термофіксації радіогенного аргону в структурі амфіболу фактично збігаються.

Враховуючи, що деформований та перекристалізований біотит за К-Аг співвідношенням показав вік у 1790 ± 15 млн рр., можна припустити, що з цього часу були "включені" ізотопні годинники біотиту, які й зафіксували вихід тектонічної зони із режиму метаморфізму з термофіксацією аргону за температури $230-350^\circ\text{C}$.

Віковий інтервал між фіксацією радіоаргону в амфіболі та в біотиті тектономатриксу гранітів, скоріше за все, ілюструє час пониження температури від 600 до 300°C . У кліважних просічках, які є проникним середовищем для глибинних флюїдів, температура могла підтримуватися дещо довше і процес втрати аргону міг тривати до 1735 ± 20 млн рр.

Така послідовність "омолодження" мінералів у зонах діафторезу гранітів спостерігається практично в усіх масивах регіону. За попередніми даними, ті самі закономірності притаманні мінералам метаморфічних порід, що піддавалися в розломних зонах динамотермальним діафторичним перетворенням.

У Росинсько-Тікицькому мегаблоці доступними подібним дослідженням виявилися тільки ортоамфіболіти, що також перебували під істотним впливом діафторезу з біотитизацією [3]. Результати тер-

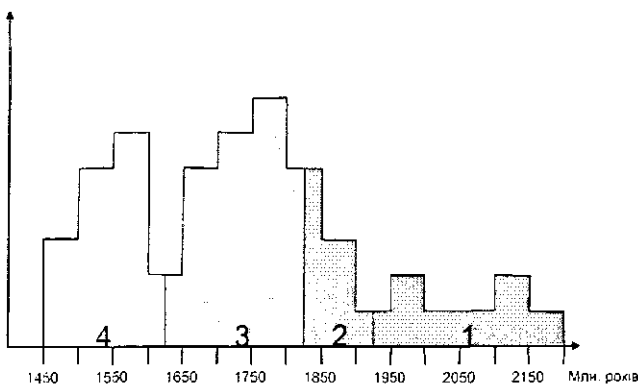


Рис. 8. Гістограма К-Аг визначень термовіку біотиту порід Волинського мегаблоку

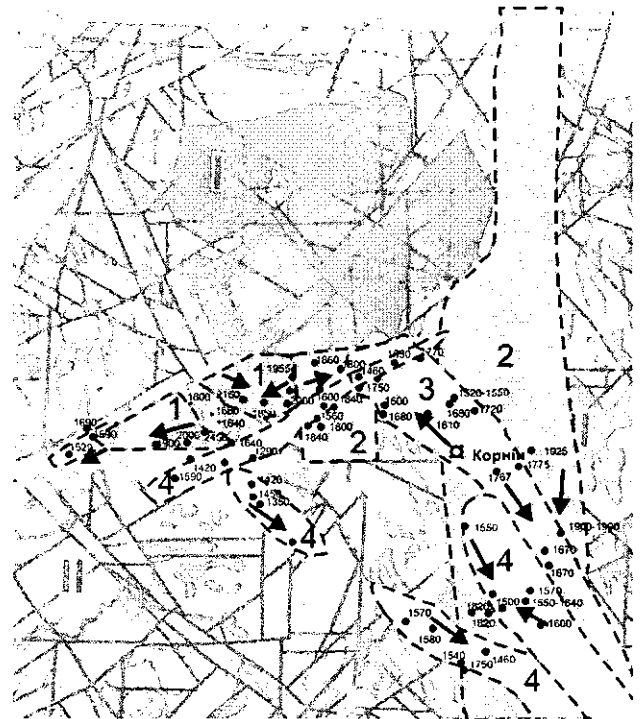


Рис. 9. Схема розвитку різновікових зон діафторезу на площі зчленування Волинського та Росинсько-Тікицького блоків за біотитовою К-Аг термохронологією. Вікові етапи, млн рр.: 1 - > 1900, 2 - 1925-1800, 3 - 1775-1600, 4 - < 1670

модатування цих утворень за біотитами та амфіболами, що співіснують, показані на рис. 7, на якому чітко розпізнаються три етапи термофіксації радіоактивного аргону в інтервалах $2200-2100$, $1900-1700$ та $1670-1470$ млн рр. При цьому амфіболіти різновікових етапів термофіксації аргону в амфіболі за віковими визначеннями біотиту можуть об'єднуватися у лінійні зони діафторезу. Досить великий віковий діапазон може бути пов'язаний із "мігруванням" діафторезу в часі та вздовж зон глибинних розломів.

Автори проаналізували результати геохронометричних досліджень деяких інших палеопротерозойських порід північно-західної частини УЩ, в яких також спостерігається неузгодженість ізотопних датвань, отриманих за різними методами та різними мінералами. Геологічні спостереження та петрографічні дослідження показали, що ці породи теж були діафторовані в зонах розломів у режимах амфіболітової та епідот-амфіболітової фазії метаморфізму.

Статистичний аналіз визначень віку біотитів порід Волинського блоку визначив декілька максимумів, що інтерпретуються як відповідні періоди термофіксації радіогенного аргону кінцевих стадій діафторичних процесів, за яких перекристалізувався біотит (рис. 8). Означене дає підставу розповсюджувати методику комплексування петрографічних, структуро-генетичних, мікротектонічних та геохронометричних досліджень на всі породи регіону з метою відтворення не тільки історії їх формування, але й історії розвитку цілих регіонів (рис. 9).

Наведена схема розміщення зон діафторезу південної частини Волинського та західної частини Росинсько-Тікицького блоків є попередньою і при подальшому накопиченні та опрацюванні даних буде змінюватись, але отримані результати дозволяють відтворити історію тектонічних подій у цьому регіоні та виявити напрямки міграції діафторичних перетворень у часі.

Найдавніша субширотна зона вздовж південного обрамлення Коростенського плутону фіксується фрагментарно і потребує додаткового дослідження. Більш молода субмеридіональна зона спостерігається смугами паралельно контакту Волинського та Росинсько-Тікицького блоків. Молодшою за віком є зона північно-західного простягання, а наймолодшого - діагонального північно-західного та північно-східного простягання. Усі вони фіксуються за віком термічного "закриття структур біотиту".

За попередніми даними, у межах Осницького тектонічного блоку визначається тільки один чіткий максимум, що дорівнює 1500-1600 млн рр., пов'язаний із закінченням етапу його перебудови і тектонічної переорієнтації, який теж супроводжувався явищами діафторезу. Порівняння результатів визначення ізотопного віку порід за різними мінералами вказує на значний віковий діапазон між етапами активної магматичної діяльності (на момент закладання зони) та тектонічною термостабілізацією зони в цілому й окремих її ділянок зокрема.

ВИСНОВКИ

Проведені дослідження та отримані результати свідчать про вік "закриття" структур мінералів для дифузії аргону з їх кристалічних ґраток. Вік початку накопичення аргону в амфіболах (залежно від часу їх утворення) відповідає етапу діафторезу, що розвивався в зонах розломів за умов амфіболітової та епідот-амфіболітової фацій метаморфізму і відбувався за температури 440-740 °С. Час початку відрахунку віку біотиту відповідає зниженню температури порід на досліджуваних ділянках розломів приблизно до 300 °С і фактично фіксує вік виходу тектонічної зони із режиму метаморфізму.

Комплексний петрографо-геохронометричний підхід у дослідженнях діафторованих за умов середніх ступенів метаморфізму зон тектонічних порушень докембрію, дозволяє не тільки правильно оцінити окремі ізотопні дати, але й провести хронометраж магматичних, метаморфічних та тектонічних подій.

УДК 553. 91 (477)

К.А. ШАКІНА, Л.З. СКАКУН

ГРАФІТОВЕ ЗРУДЕНІННЯ НА ЗАВАЛЛІВСЬКОМУ РОДОВИЩІ ЯК РЕЗУЛЬТАТ ПДРОТЕРМАЛЬНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Заваллівське родовище графіту традиційно розглядають як стратиформне. На основі аналізу результатів макро- і мікроскопічних досліджень можна сказати, що мінералізація графіту є епігенетичною по відношенню до вмісних порід і пов'язана з пізніми крижкими деформаціями. Графіт спостерігається в асоціації піротин + магнетит + алюмоселадоніт + Mg-Fe змішаношаруваті силікати ± доломіт, кварц. Графіт кристалізується з гідротермального розчину за рахунок змішування двох флюїдів різного складу - CO₂-вмісного розчину, який був врівноважений з карбонатними породами, і CH₄-C₂H₆-H₂S-вмісного розчину, який постував з глибинних джерел по розлому.

ВСТУП

Інтерпретація результатів макроскопічних і детальних мінералогічних досліджень складу графіт-вмісних порід і гідротермальних жильних утворень дала змогу переоцінити основні гіпотези щодо походження графіту на Заваллівському родовищі.

ЛІТЕРАТУРА

1. Батырмурзаев А.С. Миграция калия и радиогенного аргона в минералах. - Махачкала: Дагкнигоиздат, 1982. - 207 с.
2. Брандт С.Б., Вороновский С.Н. Дегидратация и диффузия радиогенного аргона в слюдах // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1964. - № 11.
3. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. - Киев: Наук. думка, 1978. - 224 с.
4. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та поясн. зап.) / Нац. стратиграф. комітет України. - Київ: УкрДПІ, 2004. - 29 с.

РЕЗЮМЕ

Рассмотрен опыт использования K-Ar геохронометрии для датирования процессов в докембрийских зонах диафтореза. Показано, что комплексные петрографо-геохронометрические исследования пород зон тектонических нарушений позволяют правильно интерпретировать изотопные даты, полученные с помощью различных методов по различным минералам, и проводить хронометраж магматических, метаморфических и тектонических событий в докембрии.

SUMMARY

This paper discusses the experience of using K-Ar geochronometry for dating the processes in Precambrian zones of diaphoresis. It is shown that complex petrographic-geochronometric investigations of tectonic fault zones make it possible to do correct interpretation of isotopic data, obtained by different methods on different minerals, and carry out chronometric checking of magmatic, metamorphic and tectonic events in Precambrian.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ

*Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, м. Київ
e-mail: mrg@univ.kiev.ua*