

УДК 553.2: 553. 411: 553. 495

## ВИМОГИ ДО МАТЕРІАЛУ ДЛЯ ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ (НА ПРИКЛАДІ РОДОВИЩ УРАНУ ТА ЗОЛОТА УКРАЇНИ)

**Фомін Ю.О., Верховцев В.Г., Деміхов Ю.М., Кравчук З.М., Борисова Н.М.,  
Студзінська А.О.**

**Фомін Ю.О.** канд. геол.-мін. н., пров. н. с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [yaf1941@gmail.com](mailto:yaf1941@gmail.com)  
**Верховцев В.Г.** докт. геол. н., зав. відділу ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [Verkhovtsev@ukr.net](mailto:Verkhovtsev@ukr.net).  
**Деміхов Ю.М.** канд. геол.-мін. н., зав. лаб. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [y\\_demikhov@ukr.net](mailto:y_demikhov@ukr.net).  
**Кравчук З.М.** пров. інж. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [IGNS\\_Kravchuk@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua).  
**Борисова Н.М.** пров. інж. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [IGNS\\_Borysova@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Borysova@nas.gov.ua).  
**Студзінська А.О.** м. н. с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [anna.studz88@ukr.net](mailto:anna.studz88@ukr.net).

*На основі багаторічного особистого досвіду ізотопного вивчення ранньодокембрійських родовищ урану та золота Українського щита розглянуто низку методичних питань стосовно теорії рудоутворення, а саме: вибір об'єктів і методи їх опробування, обробка проб, інтерпретація отриманих результатів. Наведено вимоги до геологічного матеріалу для комплексних ізотопних досліджень генетичного напрямку, а також методи визначення ізотопного складу сірки сульфідів та сульфатів, валового вуглецю порід з аналізом у разі необхідності карбонатної і органічної (+ графіт) складових, вуглецю і кисню карбонатів, кисню оксидів без кремнієвої основи, а також кварцу та силікатів, водню і кисню гідроксилвміщуючих мінералів, водню, кисню і вуглецю флюїдних включень в мінералах. Підкреслюється необхідність попереднього системного вивчення вибраних об'єктів для розробки надійної геологічної основи і приділення особливої уваги до речовинного складу руд з виділенням і систематикою мінеральних сполук.*

**Ключові слова:** ізотопна геохімія, теорія рудоутворення, родовища урану і золота, методи визначення ізотопного складу, речовинний склад руд.

### Вступ

Ізотопно-геохімічні дослідження набувають усе більшого поширення при вивченні геологічних об'єктів. Тому вважаємо корисним, навіть необхідним, познайомити геологічне товариство з нашим досвідом щодо вимог до даних, які маємо використовувати для таких робіт, тому що тільки якісно відібраний геологічний матеріал може гарантувати отримання об'єктивних генетичних висновків. Досвід, покладений в основу статті, головним чином стосується родовищ урану та золота відповідно альбітитової (уран) і суттєво кварцової малосульфідної з телуридами (золото) формацій, які проявлені в Інгульському мегаблоці, а також золоторудних родовищ зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита (УЩ), що не виключає можливості розповсюдження цього досвіду на інші об'єкти.

У статті вивчено питання, присвячені ізотопно-геохімічному вивченню задач теорії рудоутворення, а саме: вибір об'єктів і методи їх опробування, обробка проб, інтерпретація

отриманих результатів. Комплекс ізотопних досліджень генетичного напрямку включає методи визначення ізотопного складу сірки сульфідів та сульфатів, валового вуглецю порід з аналізом, в разі необхідності, карбонатної і органічної (+ графіт) складових, вуглецю і кисню карбонатів, кисню оксидів безкремнієвої основи, а також кварцу та силікатів, водню і кисню гідроксилвміщуючих мінералів, водню, кисню і вуглецю флюїдних включень в мінералах.

### **Вибір об'єктів і методи їх опробування**

У плані загального підходу найважливішою можна назвати рекомендацію постановки ізотопно-геохімічного вивчення конкретних рудних родовищ методом модельних розрізів. На відміну від епізодичного опробування, навіть із максимально можливим охопленням різновидів вміщуючих порід і руд, зосередження опробування у межах модельних (опорних) розрізів дає можливість повніше і точніше характеризувати рудоутворюючі процеси з відображенням можливої латеральної та вертикальної зональності їх проявлення.

Для уранових родовищ альбітитої формації навіть відносно невеликі об'єми ізотопних досліджень, що сконцентровані на окремих перетинах уранових тектоно-метасоматичних зон (ТМЗ), дозволяють отримати представницький матеріал для вирішення перерахованих вище задач. Однак можливість вибору представницького розрізу у значній мірі залежить від уже проведених на об'єкті пошуково-оцінювальних чи розвідувальних робіт. Тобто дослідник практично завжди має зробити вибір із вже пройдених розрізів, хоча навіть такий вибір потребує від нього значного досвіду і уваги під час вивчення виробничої документації, включаючи графічну.

Для прикладу розглянемо **Северинівське родовище** у складі регіональної **Кіровоградської ТМЗ**, де вибір модельного розрізу (профіль 103 в центральній частині об'єкту), як ми вважаємо, зроблено вдало. Відповідно до класифікації родовищ урану (з точки зору їх розвідки [1]), це родовище як типового представника ураноносних альбітитів можна віднести до типу 3-Б родовищ із складною переривчастою побудовою, які пов'язані з мінералізованими зонами дроблення. В будові таких родовищ виділяється чотири дискретних структурних рівня:

**1. Продуктивні зони.** У даному конкретному випадку це Северинівська ТМЗ, яка включає серію кулісовидних тектонічних порушень (мілонітів, катаклазитів, брекчій) лежачого боку Кіровоградського розлому зеленосланцевої фації метаморфізму, тобто проявлених діафторезом, а також контролюючих положення накладених ореолів натрієво-карбонатних метасоматитів (альбітитів). Альбітити, у свою чергу, повсюдно зазнали локальної внутрішньо-

альбітитої (передрудної) активізації. **Северинівська продуктивна зона** була вивчена на всіх перерізах.

**2. Продуктивні поклади.** Рудні поклади локалізовані у двох складних за будовою субпаралельних зонах підпорядкованого масштабу, витриманих за простяганням та падінням, і проявлених мілонітовими швами і об'ємним катаклизом. Обидві зони складені альбітизованими породами і альбітитами переважно гематит-карбонат-хлоритового з рибекітом і залізистим біотитом складу з промисловою урановою мінералізацією. Для детального вивчення обрано східну з них (**рудна зона № 3**), яка в межах розрізу фактично відокремлює рудний блок лежачого боку від безрудного блоку висячого боку розлому і яку також підсічено на всіх рівнях дослідження.

**3. Морфологічно відокремлені ділянки продуктивних покладів.** У межах третьої зони привертає увагу найбільш вивчений **рудний поклад 3-Б**, який контролює саме багаті руди в ділянках інтенсивного сумісного прояву хлоритової з рибекітом і Fe-біотит – анкерит – гематитової асоціацій. Переважно з останньою пов'язана прожилково-вкраплена уранова мінералізація (бранерит, ураніт, настуран, кофінит). Важливе значення також має відмічений у документації підприємства факт присутності карбонатів, сульфідів, гематиту. Цей поклад (або структури, що контролюють його) також простежено на всіх рівнях, включаючи приповерхневі та глибинні.

**4. Локальні технологічно однорідні уранові відокремлення.** Такі ділянки визначено на основі опробування, тобто це **рудні ділянки**, які мають промислове значення і характерні для рудних рівнів.

У межах вибраного представницького розрізу, з урахуванням показаної вище ієрархії структурних елементів руд, намічаються (і аналізуються) перетини продуктивної зони, у яких планується безпосереднє вивчення і опробування рудовмісних порід і руд. Оптимальний варіант передбачає проведення такого вивчення у різних частинах повнопроявленої зони (по вертикалі), а саме: у надрудних, рудних, підрудних та корневих.

Важливо підкреслити, що якість ізотопно-геохімічних досліджень є пропорційною надійності геологічної основи. Опробування має проводитися геологічним методом (аж ніяк не механічним) і супроводжуватись детальною документацією з відображенням усіх проявлених процесів і їх речовинного вираження.

Системне вивчення родовищ уранорудних альбітитів вимагає врахування проявів наступних речовинних комплексів (від ранніх до пізніх):

1. Едукт, який включає метаморфогенну тріаду: гнейси чечеліївського літолого-

стратиграфічного рівня, мігматити і гранітну лейкосому, а також гранітоїди більш значних масивів.

2. Кварц-мікроклінові метасоматити і мікроклініти, розвинуті повсюдно по породам едукту.

3. Діафторовані породи і діафторити з широко розвинутою кальцит-піритовою мінералізацією, проявлені у тектонічних зонах зеленосланцевої фації метаморфізму по породах едукту, а також мікроклінітам. Особливу увагу треба звертати на гнізда та вкрапленість сульфідів, в асоціації з якими може зустрічатись самородне золото.

4. Натрієво-карбонатні метасоматити (альбітити) різноманітного складу і різного ступеню інтенсивності процесу, які в основному наслідують зони діафторезу, але нерідко виходять за їх межі. При невисокій інтенсивності процесу і наявності мікроклінової основи утворюються так звані «сієнітоподібні» породи кварц-мікроклін-альбітового складу. Серед безпосередньо альбітитів можна виділити два типи: альбіт-хлорит-епідотовий (у діафторитах) і альбіт-егирин-рибекітовий (за відсутності або слабкому прояві діафторезу).

5. Урановорудні альбітити, які проявлені локально і у часі відокремлені від самих альбітитів активізацією локальних крихких деформацій. Для таких альбітитів (руд) характерні тонкозерновий і лейстовидний альбіт, залізистий біотит (або флогопіт), анкерит, гематит, а також мінерали урану – бранерит, уранініт.

6. Післярудна (жильна) фація, яка включає кварц, кальцит, хлорит, гідрослюду, пірит.

7. Дайки діабазових і пікритових порфіритів. Деякі з них зазнали альбітизації, але є й післяальбітитові (відносно «молоді»); ті й другі несуть прояви кварц-кальцитового складу.

Метасоматична зональність хоча і визначається співвідношенням у просторі вказаних речовинних комплексів і мінеральних асоціацій, але далеко не завжди є чіткою. Для її виявлення і вивчення краще за все поєднувати макроспостереження з відбором геологічних переходів для наступних аналітичних робіт і досліджень на мікрорівні. При цьому важливим є системне планування майбутніх досліджень, у тому числі мінералого-геохімічних (не тільки ізотопних) із відповідним відбором речовинного матеріалу.

Кожна проба повинна мати конкретне призначення, бути кількісно достатньою і якісно враховувати усі можливі складові тієї чи іншої геологічної ситуації. Цілком припустимо і навіть доцільно включати до складу проби декілька зразків, які відображають різні складові даного геологічного вузла, наприклад, структурну або речовинну неоднорідність, локальний перехід, підвищену концентрацію мінералів, що досліджуються (кварцу, польових шпатів, темнокольорових силікатів, графіту, карбонатів, сульфідів, гематиту, мінералів урану тощо) або

взаємовідношення мінералів різних генерацій.

Проби мають супроводжуватись шліфами (одним чи декількома), аншліфами (за наявності рудних мінералів) та пластинами для проведення (у разі необхідності) термобарогеохімічних досліджень, а також виділеними у полі монофракціями мінералів або, як мінімум, матеріалом для їх виділення. Останнє є особливо важливим для ізотопних досліджень S сульфідів та сульфатів, O і C карбонатів, C графіту, O кварцу, силікатів, магнетиту, гематиту, уранініту, H, O, C компонентів флюїдних включень в мінералах (див. нижче).

Аналітичні роботи, поряд з прийнятими для таких родовищ кількісними визначеннями U, Th, Pb, загальним спектральним аналізом, вмістом CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ізотопією Pb, потребують використання спеціальних методів. А саме: повний силікатний аналіз принципів геолого-петрографічних переходів, обов'язково з роздільним визначенням вмісту оксидів заліза різної валентності (Fe<sup>3+</sup> і Fe<sup>2+</sup>), кількісне визначення сірки за формами (сульфідною і сульфатною), геохімічне і, за необхідності, фізичне вивчення монофракцій мінералів і т. ін. В цілому використання аналітичного апарату визначається поставленими задачами.

### **Обробка проб**

Враховуючи цільове призначення ізотопних досліджень, основане на достатньо тонких зіставленнях, особливу увагу слід приділяти ретельності підбору матеріалу і ступеню його чистоти.

При дослідженнях рудних утворень (родовищ твердих корисних копалин) авторами використовуються наведені нижче види ізотопних аналізів (оптимальний варіант).

1. Ізотопний склад сірки сульфідів та сульфатів.
2. Ізотопний склад валового вуглецю порід, а також фазовий аналіз вуглецю із визначенням його ізотопного складу для карбонатної і органічної (+ графіт) складових.
3. Ізотопний склад вуглецю і кисню карбонатів.
4. Ізотопний склад кисню оксидів без кремнієвої основи (магнетиту, ільменіту, гематиту, уранініту).
5. Ізотопний склад кисню кварцу і силікатів.
6. Ізотопний склад водню і кисню гідроксилвміщуючих мінералів.
7. Ізотопний склад водню, кисню і вуглецю флюїдних включень у мінералах.

Нижче наведено вимоги до матеріалу при проведенні ізотопних аналізів, а також методи підготовки матеріалу до аналізів у залежності від характеристики самого матеріалу (мінерал, порода) і виду аналізу.

#### **1. Ізотопний склад сірки сульфідів та сульфатів.** Сірка входить до складу гірських

порід і руд у вигляді сульфідів, сульфатів, самородної сірки, сірки органічної речовини, а також газової складової флюїдних включень, головним чином  $H_2S$ . Основною, а часто і єдиною доступною для виділення, формою сірки в рудах урану і золота формацій, які ми зараз досліджуємо, є сульфіді. У родовищах уранових альбітитів це здебільшого пірит, іноді з незначною домішкою піротину, халькопіриту, сфалериту і галеніту. У золото-кварцових (малосульфідних) та інших золотоносних рудах сульфіді представлені піритом, піротином, арсенопіритом із домішками халькопіриту, сфалериту, галеніту, пентландиту.

Як правило, для визначення ізотопного складу сірки ураноносних альбітитів використовується тільки пірит, який при ретельному вивченні кам'яного матеріалу можна знайти і виділити у всіх речовинних комплексах. Пірит в породах едукту (зазвичай в асоціації з піротином) спостерігається у блоках гнейсів. Найбільше збагачення піритом спостерігається в діафоритах. Тут він у парагенетичній асоціації з хлоритом (пеніном) складає тонку вкрапленість, рідше – значні за розміром кристали і їх зростки з помітним кількісним збільшенням в зонах катаклазу і мілонітових швах. В альбітитах розподіл піриту дуже нерівномірний, морфологічно він є більш різноманітним (вкрапленість, невеликі гнізда і прожилки), нерідко успадковує ділянки передальбітитового діафорезу і несе на собі сліди корозії. У продуктивних альбітитах (рудах) пірит утворює поодинокі гексаедричні кристалики в асоціації з Fe-біотитом. Цей мінерал також є характерним для післярудних жил, де він асоціює з кварцем, кальцитом, хлоритом.

Для ізотопних досліджень використовуються чисті монофракції піриту, що можуть бути виділені вручну за наявності в породах відносно крупних кристалів, гнізд чи прожилок, або які потребують виділення в лабораторних умовах дробленням збагачених піритом проб до 0,25 мм з наступною сепарацією у важких рідинах. Оптимальна наважка для аналізу 0,1 г (пудри), але в разі труднощів виділення матеріалу ця кількість може бути знижена до 0,05 г. Значення  $\delta^{34}S$  визначаються відносно сірки тропіту у метеориті з точністю  $\pm 0,2$  ‰.

Слід мати на увазі відносну рідкість крупних виділень мінералу, які зустрічаються у діафоритах. Прикладом таких виділень є зростки гексаедричних кристалів розміром до 1-1,5 см на глибоких (кореневих) горизонтах Северинівського родовища (глибина 2000 м). У цих кристалах встановлено зональні змінення ізотопного складу сірки:  $\delta^{34}S$ , ‰ від +5,5 у внутрішніх частинах кристалів до +8,3...+8,8 у зовнішніх зонах.

«Забруднення» монофракцій, виділених вручну, стороннім матеріалом (до 10-20 %) позначається на результатах: перевірка таких проб показала відхилення  $\delta^{34}S$  на  $\pm 1-1,5$  ‰. Наявність домішок інших сульфідів викликає більшу помилку в результатах; помилка тим

більша, чим більшою є різниця в співвідношенні ізотопів сірки у сульфідах. Причому у разі піритової основи фракції домішки інших сульфідів зміщують співвідношення ізотопів сірки на користь легкого ізотопу  $^{32}\text{S}$  із посиленням цього зміщення в ряду піротин – халькопірит – сфалерит – галеніт [2]. Домішок піриту у монофракції іншого сульфідів призводить до протилежного результату відповідно.

Окремо слід відмітити піротин, присутній в породах і рудах у вигляді магнітного і немагнітного (електромагнітного) різновидів. Магнітному піротину, як це відомо [3], притаманна надмірність S по відношенню до Fe, для немагнітного піротину співвідношення S і Fe наближається до стехіометричного. Порівняння ізотопного складу сірки магнітних і немагнітних різновидів, виходячи з нашого досвіду дослідження деяких ділянок Інгульського блоку [4], демонструє близькість цих фракцій для метаморфогенних парагенезисів і суттєву відмінність цих фракцій для гідротермально-метасоматичних асоціацій: значення  $\delta^{34}\text{S}$  немагнітних піротинів в 1,8-2,5 рази менше у магнітних різновидах. Виявлену закономірність ми пов'язуємо з інверсією умов мінералоутворення від відновних до окисних на післягранітаційному етапі. Тому можливість такої різниці слід враховувати.

**2. Ізотопний склад валового вуглецю порід та фазовий аналіз вуглецю з визначенням його ізотопного складу для карбонатної і органічної (+ графіт) складових.** Поняття «валовий вуглець» в гірничих породах об'єднує наступні його форми [5]: С графітостої речовини з різним ступенем упорядкованості кристалічної решітки; С кахігенний, що знаходиться у стані зв'язку з воднем і гетероатомами; С карбонатної речовини; С діамантів. У породах і рудах родовищ урану і золота, які ми вивчаємо, зустрічаються перші три форми вуглецю, але головними є карбонатна і графітова. Так званий кахігенний вуглець встановлено у складі флюїдних включень у мінералах урановорудних альбітитів і золото-кварцових проявів і описано як вуглецево-водневі включення [6]. Тобто, фазовий аналіз у нашому випадку включає визначення С графіту, С карбонату і С сумарного, а також значення  $\delta^{13}\text{C}$  цих складових.

Вихідним матеріалом для фазового аналізу є стерті до стану пудри породи і руди, у яких, перш за все, встановлюється загальна кількість вуглецю. Для роздільного визначення ізотопного складу вуглецю валового і за формами (графітова, карбонатна) необхідно є мінімальна наважка 25 г при складі вуглецю у породі не менш ніж 0,5 %. У пробах із меншим складом елементу наважка відповідно збільшується; при складі  $C_{\text{вал.}} < 0,08 - 0,10$  % ізотопний склад, як правило, не визначається. Точність вимірювання значень  $\delta^{13}\text{C}$  відносно стандарту PDB складає  $\pm 0,2 - 0,3$  ‰.

Досвід досліджень альбітитових родовищ показав, що у вихідних гнейсах і мігматитах із концентрацією  $C_{\text{вал.}}$  до 0,08-0,10 % основною формою вуглецю є графітова, тоді як в альбітитах і

уранових рудах весь вуглець пов'язаний із карбонатами (графіт відсутній). Обидві форми вуглецю можуть бути присутніми в діафоритах із середнім вмістом вуглецю 0,16 %, але і в них явно переважають карбонати. З урахуванням зазначеного для основної маси проб без втрати якості робіт можна обмежитись визначенням  $\delta^{13}\text{C}_{\text{вал}}$  із кількісним виділенням з проби всіх форм вуглецю; повне ж ізотопне вивчення слід проводити тільки для контрольних проб, що мають принципове значення.

**3. Ізотопний склад вуглецю і кисню карбонатів.** Карбонати – одна з важливіших складових рудних родовищ, особливо родовищ урану. Це, перш за все, пов'язано з ураніл-карбонатними комплексами, як формами переносу урану водовміщуючими флюїдами і, відповідно, обов'язковим осадженням урану у зв'язку з розпадом цих комплексів і асоціацією U з карбонатами. Різновиди карбонатів у залежності від едукту можуть бути різноманітними. Так, в родовищах альбітитової формації, де в складі едукту поряд з переважно алюмосилікатними породами серед вихідних гнейсових товщ присутні прошарки змінених мергелів [7], головна маса карбонатів представлена кальцитами, рідко – їх залізистими різновидами. Разом із тим, в урановорудних асоціаціях характерною домішкою, поряд з гематитом, залізистим біотитом і піритом, є анкерит [8].

Аналогічний склад карбонатів спостерігається і в кварц-золото-сульфідних рудах, де широко серед гнейсів розвинуті мергелясті породи, перетворені у кальцитові скарноїди; саме вони і дають початок тонкому кальцитовому жилкуванню у рудній системі. Але і тут у колорудних метасоматичних мікрозонах, разом із залізистим біотитом (і флогопітом), піритом, розвинутий анкерит [9]. При цьому зазвичай анкерит фіксується дослідниками просто як карбонат.

Для діагностики таких карбонатів на якісному рівні, що дозволяє вже у польових умовах легко відрізнити анкерит від кальциту (згодом і в шліфах), нами використовувався метод пофарбування. Склад фарбника, що використовувався: (1) соляна кислота ( $\text{HCl}$  – 0,15 нормальна) – 11 частин; (2) алізарин-рот (0,1 %) – 9 частин; (3) залізосинеродистий калій ( $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$  – 1 %) – 2 частини. Дія: 30-45 с. Результат: кальцит забарвлюється у червонувато-рожевий колір; залізистий кальцит – у блідо-рожевий; анкерит – у синій; доломіт не забарвлюється.

Точний метод – це визначення катіонної складової карбонатів Ca, Fe, Mg, Mn. Аналіз демонструє всю різноманітність карбонатів та наявність тонких переходів між ними. Як приклад нижче наведено склад карбонатів у рудах золота Середнього Придніпров'я (табл. 1). Знання таких тонкощів не тільки саме по собі веде до поглиблення модельних побудов, але й дозволяє



точніше використовувати ізотопні дані, наприклад, для розуміння особливостей ізотопного фракціонування або при розрахунках температури рівноваги систем.

**Таблиця 1.** Типи карбонатів золоторудних проявів Чортомлицької і Сурської зеленокам'яних структур архею УЩ (за даними Ю.О. Фоміна).

№ за/п.	Карбонати	n	Ca	Fe	Mg	Mn
1	Сидерит	2	0,19-0,23	1,73-1,74	0,03-0,04	0,02-0,03
2	Сидероплезит	18	0,02-0,21	1,47-1,84	0,07-0,47	0,01-0,11
3	Залізистий доломіт	17	0,99-1,07	0,25-0,51	0,47-0,73	0,01-0,02
4	Залізистий доломіт у колчеданах	10	0,82-1,18	0,08-0,48	0,40-0,88	0-0,06
5	Fe доломіт-Mg анкерит	1	0,88	0,54	0,56	0,02
6	Магнісвий анкерит	3	1,00-1,01	0,59-0,67	0,31-0,40	0,01-0,02
7	Магнісвий кальцит	1	1,86	0,02	0,12	0
8	Залізистий кальцит	1	1,72	0,18	0,08	0,02
9	Кальцит	32	1,90-2,00	0-0,04	0-0,04	0-0,04

Примітка. У таблиці наведено формульні коефіцієнти, розраховані виходячи з формул  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  або  $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$  [3]. Щоб отримати формулу простого карбонату, наприклад, кальциту  $\text{CaCO}_3$ , треба табличні дані зменшити удвічі. Склад карбонатних фаз визначено за допомогою мікроаналізаторів MAP-1 (ІГМР НАН України) і ICXA-733 (ЦТО НАН України), частково хімічним методом (ІГМР НАН України).

Монофракції карбонатів для вимірювання ізотопного складу вуглецю і кисню слід відбирати виключно вручну, оскільки застосування хімічних методів сепарації може призводити до викривлення значень  $\delta^{13}\text{C}$  і  $\delta^{18}\text{O}$ . Ступінь чистоти матеріалу визначається за допомогою бінокуляру. Оскільки при ізотопних дослідженнях для виділення C і O з карбонатів використовують реактив, який не реагує з силікатами, оксидами, графітом, їх домішка у пробі не призводить до помилок у визначенні  $\delta^{13}\text{C}$  і  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатів. Ретельність відбору матеріалу є важливою при вивченні різних генерацій карбонатів. Монофракції цих мінералів (або матеріал для них) краще за все виділяти в польових умовах – безпосередньо на керні чи у межах гірничої виробітки.

Оптимальна наважка мінералів (у стані пудри) складає 0,2 г, у випадку недостатньої кількості матеріалу наважку можна зменшити до 0,05 г. Точність вимірювання значень  $\delta^{13}\text{C}$  та  $\delta^{18}\text{O}$  відносно стандартів PDB і SMOW становить  $\pm 0,2-0,3\text{‰}$  і  $\pm 0,3-0,5\text{‰}$  відповідно.

**4. Ізотопний склад кисню оксидів (окрім силікатів та алюмосилікатів).** Це, перш за все, оксиди заліза: магнетит, ільменіт, гематит, а також (для уранових руд) уранініт та інші оксиди урану.

Названі оксиди заліза загалом мають широке розповсюдження; в докембрійських утвореннях УЩ вони зустрічаються у вигляді акцесорних мінералів як у вихідних породах, так і в різноманітних рудах. В залізистих кварцитах, які мають дуже важливе значення, в тому числі

для деяких родовищ урану (Жовторіченське) і золота (Балка Широка), оксиди заліза є головними мінералами рудоутворення. Висока інформативність ізотопно-геохімічних параметрів цих мінералів з точки зору зв'язку їх з умовами формування родовищ загально відома, в тому числі, для України [10, 11].

Для родовищ урановорудних альбітитів має сенс виділення і ізотопне дослідження кисню гематиту і оксидів урану, перш за все, уранініту продуктивних (рудних) асоціацій. Метою таких досліджень може бути не тільки використання отриманих даних для уточнення генетичних побудов (зокрема ізотопно-кисневої рівноваги), але й, можливо, одержання ізотопних реперів уранових руд конкретних родовищ. Так, наприклад, для руд Северинівського родовища значення  $\delta^{18}\text{O}$  парагенетично пов'язаної тріади анкерит-уранініт-гематит складають (‰) +10,8...+2,7...+0,2.

При вивченні ізотопного складу кисню оксидів слід використовувати чисті монофракції, оскільки присутність домішок будь-яких мінералів (включаючи карбонати, сульфати або інші солі) вплине на отриманий результат. При виділенні кисню з оксидів (у вигляді  $\text{CO}_2$ ), припускаються домішки кварцу чи алюмосилікатів, оскільки вони не взаємодіють з гідрохлоридом гуанідину, який використовується у цій методиці [12]. Враховуючи сказане, краще за все виділяти монофракції вручну; для магнетиту ми користуємось магнітною сепарацією, для гематиту і мінералів урану припускається сепарація в лабораторних умовах. Ступінь чистоти матеріалу контролюється за допомогою біокулярного мікроскопу. Оптимальна наважка (у вигляді пудри) 0,5 г. Точність вимірювання значень  $\delta^{18}\text{O}$  відносно стандарту SMOW складає  $\pm 0,2-0,3$  ‰.

Дуже корисно для генетичних побудов супроводжувати ізотопні дослідження мінералів цієї групи вивченням їх хімічного складу за допомогою мікроаналізатора (Au, халькофільні і сидерофільні елементи) [10], а також порівнювати їх (ізотопно за киснем) з іншими оксидами, наприклад, кварцем, для розрахунків ізотопної температури парагенезисів.

**5. Ізотопний склад кисню кварцу і силікатів.** Вказана група мінералів віднесена до окремого виду дослідження у зв'язку з методичними труднощами виділення з них кисню. Тим не менш, саме такі мінерали можуть бути ключовими при ізотопному дослідженні родовищ урану і золота. В урановорудних альбітитах найважливіша роль належить головним складовим рудовміщуючих порід і руд – польовим шпатам системи олігоклаз – мікроклін – альбіт. У золото-кварцових рудах таку ж роль відіграє кварц різних генерацій.

Детальніше: для родовищ золота і урану Інгульського мегаблоку дуже важливим є на основі сполучення мінералого-петрографічних, рентгеноструктурних та ізотопно-кисневих

досліджень простежити перехід «сухої» системи кварц-ортоклаз (гранулітова фація метаморфізму) у «водно-флюїдну» систему кварц-мікроклін (амфіболітова фація метаморфізму). Вивчення вказаного переходу дає можливість характеризувати зародження водовміщуючого флюїду у рудній системі, що саме формується [13, 14].

Для родовищ золото-кварцової формації важливим є ізотопно-геохімічне порівняння кварцу різних генерацій, який складає структурну основу і матрицю рудного поля. Мається на увазі система генерацій кварцу гранітно-пегматоїдної лейкосоми – флюїдізитів – гідротермально-метасоматичних (у тому числі рудних) зон.

Для урановорудних альбітитів об'єктом дослідження є мінерали трьох рядів. По-перше, це польові шпати ряду олігоклаз – мікроклін – альбіт (на наш погляд, найбільш представницького). По-друге, кварц у ряді породи едукту – кварц-мікроклінові метасоматити – діафорити – альбітити (реліктовий кварц) – пострудні жили. По-третє, темнокольорові алюмосилікати в системі біотит едукту – епідот і хлорит діафоритів – егірін і рибекіт альбітитів – залістий біотит уранових руд – хлорит пострудних жил. Мінерали у цих рядах послідовно у часі метасоматично заміщують один одного, тому порівняльне ізотопно-геохімічне їх вивчення дає можливість зрозуміти зміну температурних і фізико-хімічних умов мінералоутворюючих процесів.

З урахуванням методики виділення з цих мінералів кисню для визначення  $\delta^{18}\text{O}$  (шляхом фторування у формі  $\text{O}_2$ ) перевагу слід надавати використанню чистих монофракцій, оскільки навіть мала домішка будь-яких інших мінеральних утворень, у тому числі і солей кремнієвої кислоти, позначиться на результаті. Матеріал слід відбирати вручну, ретельно аналізуючи його не тільки під бінокляром, але і в шліфах. Це необхідно, тому що використання ізотопного складу кисню матриці (мінералу) зазвичай супроводжується порівнянням ізотопних співвідношень Н, О, С компонентів флюїдних включень у цьому мінералі.

Для безпосереднього вимірювання  $\delta^{18}\text{O}$  мінералу достатньо 0,5 г пудри; точність вимірювання відносно стандарту SMOW складає  $\pm 0,3-0,5$  ‰.

**6. Ізотопний склад водню і кисню гідроксилвміщуючих мінералів.** Визначення ізотопних співвідношень водню і кисню ОН – групи у гідроксилвміщуючих мінералах має сенс при ізотопних дослідженнях води газово-рідких включень у жильних мінералах, які супроводжуються коложильними метасоматитами з розвиненням слюдистих, амфіболових, епідот-хлоритових парагенезисів, або в мінералах, що асоціюються з такими метасоматитами. Саме у таких утвореннях можна припустити (і, відповідно, врахувати) ізотопне фракціонування (О і Н) між водою мінералоутворюючого флюїду і мінеральними фазами едукту.

Подібна геолого-мінералогічна обстановка є характерною для всіх родовищ золота та урану, що нам доводилось вивчати. Так, вся геологічна історія формування урановорудних альбітитів може бути простежена на основі вивчення парагенезисів гідроксилвміщуючих мінералів, означених у попередньому пункті як 3-й ряд алюмосилікатів.

**Таблиця 2.** Вміст води (%) у гідроксилвміщуючих мінералах (У.А. Дір, Р.А. Хауї, Дж. Зусман [3]).

Мінерал	n	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
Сфен з різних порід	4	0,51-0,93	0,02-0,18
Рогова обманка сланців, гнейсів, гранулітів	7	0,72-2,68	0-0,13
Рогова обманка амфіболітів	7	0,69-2,07	0,12-0,20
Кумінгтоніт, грюнеріт	13	0,68-2,60	0,05-0,64
Тремоліт, актиноліт, фероактиноліт	14	0,86-2,84	0-0,56
Біотит гранітоїдів	8	1,35-3,64	0-0,64
Лепідомелан граніту, нефелінових сієнітів	3	1,84-4,32	0,67
Біотит гнейсів, кристалічних сланців, роговиків	13	2,44-5,03	0,04-0,53
Біотит зелений кристалічних сланців	1	4,58	0,64
Біотит пегматоїдної лейкосоми у гнейсі	1	4,00	0,75
Флогопіт із різних порід	8	1,06-4,23	0-0,81
Мусковіт гранітоїдів і пегматоїдів	3	4,12-4,65	0,08-0,46
Мусковіт метаморфічних сланців	3	4,31-4,92	0,07-0,19
Гідромусковіт глинистих сланців	1	7,14	-
Серицит, фуксіт із сланців та інших порід	3	3,48-4,73	0,15-0,51
Тальк із різних порід	9	4,70-5,54	0,06-0,32
Кліноцоїзит з амфіболітів, кварциту тощо	4	1,83-3,50	0-0,01
Епідот із різних порід	11	1,16-2,16	0,08-0,53
Хлорит ряду шамозит-тюрингіт	7	9,11-11,42	0,07-1,05
Хлорит ряду пенін-клінохлор	5	11,19-13,11	0,07-0,42
Хлорит типу рипідоліту	7	10,46-11,65	0,11-0,35
Серпентин (хризоліт, лїзардит, антигорит)	11	12,18-14,04	0-1,64
Каолініт, дікіт, галуазит	10	13,38-14,59	0,17-4,05
Монтморилоніт	5	6,05-9,12	10,40-14,81
Гідрослюди (гідромусковіт, серицит, іліт)	11	5,00-8,01	0-2,86

Примітка. H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> – вода, яка виділяється з мінералу при температурі більше 110°C; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> – вода, яка виділяється при температурі до 110°C [15]. До першої відноситься гідроксильна вода, що виділяється у широкому діапазоні температур (до 600°C); до другої – вода негідроксильна (молекулярна). В ряді вивержених порід вміст H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> у рогових обманках знижується по мірі збільшення кислотності порід, у ряді метаморфічних порід він знижується від зеленосланцевої фації метаморфізму до амфіболітової і гранулітової.

Прикладом родовищ золота, де таке фракціонування дійсно мало місце, може служити Сергіївське (Сурська зеленокам'яна структура Середнього Придніпров'я). Родовище характеризується складною геологічною історією, яка включає вулканогенне формування первинної мінералізації, регіональний метаморфізм зеленосланцевої та амфіболітової фацій і постметаморфічну гідротермально-метасоматичну активізацію (становлення рудних зон).

Вулканіти, які зазнали сольфатарно-фумарольного впливу, частково перетворені на пропліти та вторинні кварцити з жильною і (іноді) рудною мінералізацією. Водонасиченість їх

значна, вода включень збіднена дейтерієм і збагачена важким ізотопом кисню (типово метеорної природи). Руйнування вулканогенних газопо-рідких включень метаморфізмом могло звільняти воду, яка потім частково пов'язувалась у ОН-вміщуючих мінералах у складі березитоліственитів і амфіболових метасоматитів етапу активізації. Так, золотоносні амфіболові метасоматити Сергіївського родовища концентрують у зовнішніх частинах зон більш як 55 % перевідкладеного хлориту; у внутрішніх (безпосередньо рудних) частинах зон – до 25 % новоутвореного (крупнокристалічного) актиноліт-тремоліту, 18-23 % хлориту і 2-3 % серициту і тальку. В умовах фракціонування у рудних системах метеорних вод гідроксильні групи названих мінералів, ймовірно, мають аномально низькі значення  $\delta D$ .

Як відомо, у гідроксилвміщуючих мінералах гідротермальних рудних систем, у тому числі УЩ, ці значення можуть знижуватись до -100...-200 ‰ і нижче. Тобто, фракціонування ізотопів водню у системі ОН-мінерали –  $H_2O$  рудних флюїдів веде до обважніння води флюїдів за дейтерієм, безумовно, пропорційно ізотопному складу водню вихідної води.

Для дослідження (ОН)-груп відбираються чисті монофракції вміщуючих мінералів. Необхідна кількість мінеральної речовини визначається вмістом у мінералах гідроксильної води; для одного вимірювання  $\delta^{18}O$  і  $\delta D$  (ОН)-групи потрібно 5 мг  $H_2O^+$ . Якщо виходити з вмісту останньої в мінералах (табл. 2), кількість вихідної речовини складає 35-2,5 г (на 1 аналіз). Точність вимірювання  $\delta^{18}O$  і  $\delta D$  відносно стандарту SMOW складає для  $\delta D \pm 4$  ‰, а для  $\delta^{18}O \pm 0,5$  ‰.

### **7. Ізотопний склад водню, кисню і вуглецю флюїдних включень в мінералах.**

Розроблена в лабораторії методика дозволяє отримати значення  $\delta D$  і  $\delta^{18}O$   $H_2O$ ,  $\delta^{13}C$  і  $\delta^{18}O$   $CO_2$ , а також вміст  $H_2O$  і  $CO_2$  газопо-рідких включень у мінералах. Причому, серед таких мінералів є як кварц, польові шпати, темнокольорові породоутворення, так і рудні мінерали, зокрема, сульфідні (пірит та ін.). Як вже зазначалось, для руд золото-малосульфідної формації найважливішим об'єктом дослідження є кварц, а для руд урану альбітитової формації – польові шпати.

В обох випадках найважливішим моментом у відборі матеріалу є детальне вивчення мінералів у шліфах і якомога більш ретельний відбір монофракцій з урахуванням різновидів (генерацій). Для зразків кварцу характерною є присутність декількох генерацій – навіть у золоторудному кварці майже завжди (особливо в зальбандах жил) можна виявити релікти флюїдизитів і кварц-мікроклінової лейкосоми. Для польових шпатів альбітитових зон характерні складні структурні рисунки (структури розпаду твердих розчинів), позбутися яких неможливо, а також структури заміщення: розкислення плагіоклазів, прояви мікроклінізації, релікти ортоклазу, псевдоморфози альбіту-1 по олігоклазу, розвиток шахового альбіту по мікрокліну, які

завжди слід враховувати. Тим не менш, відносно монолітні ділянки (домени) можна знаходити і виділяти.

Як зазначено вище, ізотопне вивчення флюїдних включень обов'язково повинно супроводжуватись вимірюванням  $\delta^{18}\text{O}$  матриці, тобто кварцу чи польового шпату з урахуванням відповідної належності мінералу до тієї чи іншої генерації.

З інших методів корисним є проведення термобарогеохімічних дослідів газиво-рідких включень з отриманням температури їх гомогенізації та встановлення хімічного складу польових шпатів із кількісним розрахунком для них альбітової, анортитової і ортоклазової молекул.

Для одноразового визначення всього комплексу ізотопних параметрів потрібно 6 г цілісного (не перетертого) матеріалу. Точність вимірювання значень  $\delta\text{D H}_2\text{O}$  відносно стандарту SMOW складає  $\pm 4 \text{ ‰}$ ; значень  $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$  і  $\text{CO}_2$  відносно того ж самого стандарту  $\pm 0,5 \text{ ‰}$ ; значень  $\delta^{13}\text{C CO}_2$  відносно стандарту PDB  $\pm 0,5 \text{ ‰}$ .

### **Інтерпретація отриманих результатів**

Особливості інтерпретації отриманих даних розглянуто вище на прикладі різноманітних геологічних задач, що вирішуються на основі ізотопних методів або з їх використанням. Специфіка такого роду досліджень, однак, викликає нагальну потребу дати деякі загальні рекомендації відносно урахування ряду неминучих обмежень ізотопних методів, а також відносно подолання можливих труднощів при аналізі результатів ізотопно-геохімічних досліджень, часом досить складних.

Найважливішою рекомендацією є обов'язкове і точне співвідношення отриманих ізотопних параметрів того чи іншого об'єкту з надійною геологічною основою. Саме якість геологічної основи підвищує достовірність ізотопно-геохімічних досліджень, тоді як відхід від основи, як правило, призводить до помилкових і спекулятивних висновків.

Під геологічною основою ми розуміємо можливі фактори контролю рудних утворень. У класичному варіанті такі фактори згруповано в наступні чотири типи: фактори стратиграфічного, літологічного, магматичного і структурного контролю. Під стратиграфічним контролем розуміється зв'язок родовищ і рудопроявів із тими чи іншими стратиграфічними (і відповідно віковими) підрозділами (серіями, світами). Літологічний контроль вказує на приурочення руд (здебільш або виключно) до певних літологічних різновидів порід (товщ, пачок, горизонтів, шарів, прошарків). Магматичний контроль має на увазі концентрацію руд безпосередньо в певних магматичних утвореннях (вулканічних, інтрузивних, палінгенних) або у якомусь співвідношенні з ними (у ендо- чи екзоконтактах). Структурний контроль передбачає

тісне співвідношення родовищ, а також їх складових (рудних зон і окремих покладів) з тектонічними порушеннями, іноді плікативними, частіше диз'юнктивними: як регіонального плану (рудопідводячими), так і локальними (рудолокалізуючими).

Наступним не менш важливим моментом є детальне дослідження і опис речовинного складу рудовміщуючих порід і руд, включаючи магматичні прояви (наприклад, дайки) і тектоніти. Інакше кажучи, всі вище перераховані фактори контролю мають бути вивчені з точки зору речовинного складу – мінералого-петрографічного і петро-геохімічного. За необхідності слід використовувати спеціальні методи дослідів, які наведені вище. Ізотопно-геохімічні дослідження не тільки не підмінюють собою традиційних методів вивчення геологічної речовини – безпосередньо геологічних, структурних, петрографічних і петрохімічних, мінералогічних, геохімічних, але й потребують використання таких методів, причому часто в поглибленому виді.

Вище відмічалась необхідність ретельного відбору проб мінеральної речовини і підкреслювався вплив домішок на результати ізотопних досліджень. Для достовірної інтерпретації цих результатів також необхідно систематизувати мінерали рудовміщуючих порід та руд на основі мінеральних сполук. Але перш ніж приступити до вивчення і систематики останніх, необхідно зрозуміти наступні три методичних положення, інакше в роботі з фондovими матеріалами і науковою літературою у цьому напрямку можуть виникнути певні труднощі:

1. Головними критеріями виділення категорій мінеральних сполук «мають стати за підставу відмінності умов і часу мінералоутворення». Тобто, «систематика мінеральних сполук має базуватись на генетичному принципі, розглядаючи сполуки мінералів як продукти розвитку мінералоутворюючих процесів».

2. Розробку цього питання слід проводити виходячи з концепції про дискретний характер процесу гідротермального рудовідкладення у зв'язку з пульсаційною теорією. Згідно неї, незалежно від джерела розчинів і рудної речовини, процес надходження до рудоутворюючої системи флюїду підпорядковується ритмічній зміні періодів мінералоутворення і його перерв. Отже, треба пов'язувати формування мінералів із перервами в мінералоутворенні або, кажучи ширше, виявити ознаки рівноваги мінералоутворюючих систем та їх порушення. Джерелами можуть служити магматичний осередок або породи, в тому числі і осадові, що містять металеве навантаження і активізовані магматогенними чи нагрітими метеорними водами. У будь-якому випадку це положення неможливо не враховувати.

Що ж стосується уявлень про гідротермальну кислотно-основну диференціацію

Д.С. Коржинського, то вони «не тільки не суперечать пульсаційній гіпотезі, але навпаки, циклічність кислотно-основної диференціації є одним з найбільш надійних прямих критеріїв багатостадійності мінералоутворення».

3. Необхідно чітко розмежовувати найменування мінеральних сполук і періодів часу, на протязі яких ці сполуки формувались, а також приводити їх у відповідність. Позитивним можна вважати досвід опису рудних утворень на рівні **мінеральних парагенетичних асоціацій**, які у часі відповідають **ступеням розвитку процесів**, за необхідністю об'єднуючи їх у **мінеральні комплекси**, відповідно – **стадії мінералізації**.

**Парагенетична мінеральна асоціація** (елементарна складова) визначається як «закономірна сукупність мінералів, утворених сумісно як рівноважна мінеральна система у межах термодинамічних умов, що допускають виникнення такої системи і в обмежений відрізок часу, який відповідає одному **ступеню мінеральної рівноваги**». Межі цього поняття визначаються трьома рисами спільності генезису мінералів: фізико-хімічних умов утворення, часу і простору.

Спільність фізико-хімічних умов фактично обумовлюється мінеральною рівновагою із зміненням для даної асоціації в конкретних відносно невеликих межах значень термодинамічних параметрів системи, за якими стійкість асоціації втрачається, і вона може замінюватись іншою. Показниками рівноважних взаємовідносин мінералів є структури їх зростань без ознак корозії та заміщення одного мінералу іншим. Ознаки інтенсивної корозії чи регенерації кородованих зерен – це критерії порушення рівноважних співвідношень мінералів.

Часом утворення мінеральної парагенетичної асоціації є ступінь процесу у границях однієї стадії, яка обмежена внутрішньостадійними тектонічними порушеннями (проявлені крихкими деформаціями). Мінерали єдиної асоціації можуть формуватися одночасно, утворюючи близькі взаємозростання або послідовно, з перекриванням періодів свого виділення.

У просторі для мінералів єдиної асоціації характерною є близькість виділення, хоча можлива і деяка розбіжність із закономірним положенням уздовж загальних шляхів руху розчинів.

Важливо підкреслити, що виділення мінеральних парагенетичних асоціацій визначається, здебільшого, текстурно-структурними особливостями рудовміщуючих порід і руд і може проводитись за однією або декількома характерними ознаками при вивченні окремих зразків чи навіть у шліфах та аншліфах на мікрорівні. Основні критерії виділення такі:

1) Наявність перетинаючих співвідношень різних або близьких за складом мінеральних агрегатів.



2) Різка просторова відокремленість різних за складом мінеральних агрегатів, пов'язаних із різними тектонічними тріщинами або з певними частинами рудних відкладів навіть без очевидних ознак перетину.

3) Різкі мінералогічні відмінності руд: переважно окисні, сульфідні, карбонатні парагенезиси. У випадках послідовного відкладення у складі однієї асоціації різнотипних мінералів їх належність саме до цієї асоціації визначається на основі характеру взаємовідношень (наприклад, корозії).

4) Ознаки суттєвого заміщення одного мінералу (агрегату) іншим: корозія, перевідкладення, наявність метакристалів, прожилковидні відокремлення.

5) Наявність ознак взаємодії між ранніми мінералами і розчинами пізніх порцій (стадій). Такі взаємодії призводять до утворення нових мінералів іншого, ускладненого або спрощеного складу.

6) Ознаки деформації мінералів: тріщинуватість, дроблення, катаклаз мінералів ранньої асоціації та «залікуванням» їх мінералами пізнішої асоціації.

7) Широко розвинуті ознаки перекристалізації, перегрупування більш ранніх мінеральних агрегатів і відсутність таких ознак у пізніх мінералах. Сюди можна додати також прояви коложильних метасоматитів (з ОН-мінералами) або їх відсутність.

8) Ознаки успадкування більш пізніми мінеральними асоціаціями елементів, типових для ранніх асоціацій. Взагалі – геохімічні відокремлення.

У межах однієї парагенетичної мінеральної асоціації послідовність виділення мінералів встановлюється на основі таких ознак: а) послідовне нашарування смуг у напрямку від зальбандів жили до її центральних частин; б) форма кристалічних зерен мінералів ідіоморфна або ксеноморфна – в разі формування агрегату шляхом кристалізації з розчину чи розплаву без наступної рекристалізації; в) зональний устрій агрегатів; г) структури розпаду твердих розчинів, що свідчать про одночасне утворення обох мінералів.

*Мінеральний комплекс* є речовинним відображенням *стадії мінералізації*, тобто представляє собою всю мінеральну продукцію однієї стадії у вигляді однієї чи декількох парагенетичних мінеральних асоціацій. Під стадією мінералізації, розуміємо відрізок часу (період), упродовж якого мінерали відкладались з однієї «порції» розчинів у певному діапазоні фізико-хімічних умов і який відокремлювався від попереднього і наступного періодів суттєвою перервою мінералоутворення і новими імпульсами тектонічних деформацій.

Саме з наведеного визначення стадії мінералізації витікає головне обмеження в використанні цього поняття. Прояв міжстадійних деформацій, а також циклічності як

важливішого і неминучого показника стадійності процесу рудоутворення, є обов'язковим для всього родовища або для значних його ділянок. Інакше кажучи, питання про наявність в рудах декількох мінеральних комплексів можна вирішувати лише на основі систематичного вивчення родовища. Відповідними будуть і критерії виділення таких підрозділів:

1. *Магматичні критерії*: Внутрішньомінералізаційні дайки та інші тіла вивержених порід.

2. *Геолого-структурні критерії*: Змінення структурних умов формування родовищ і рудних покладів. Перетинання ранніх жил пізніми на всій площі рудного поля і на значну глибину, які іноді супроводжуються брекчіюванням ранніх мінеральних комплексів і цементациєю їх уламків мінералами пізньої стадії.

3. *Мінералого-геохімічні критерії*: Послідовне, нерідко циклічне змінення мінерального складу з принциповим повторенням мінеральних асоціацій, але з різними акцентами. Особливості колорудних змінень вміщуючих порід, характерних для кожної стадії або циклічно змінних. Типові для кожної стадії головні, другорядні і розсіяні елементи, які утворюють типоморфні мінерали або входять у вигляді домішок до складу інших мінералів.

4. *Фізико-хімічні критерії*: Циклічне змінення кислотності-лужності розчинів, судячи з характеру зміни мінеральних асоціацій в жилах і колорудних метасоматитах. Закономірне повторення зміни щільності розчинів, складу газової фази і температури газопо-рідких включень у мінералах.

Ще більш загальними (регіональними) підрозділами мінеральних сполук і часових інтервалів їх формування є: *мінеральна група – етап мінералізації і мінеральне сімейство – епоха мінералізації* (металогенічна епоха). Так, наприклад, для золоторудних родовищ архейських зеленокам'яних структур Придніпров'я цілком упевнено можна виділити три етапи мінералізації: вулканогенний, матаморфогенний і постметаморфічний гідротермально-метасоматичний. Для уранових родовищ Інгульського мегаблоку – також три: седиментаційний, матаморфогенний, включаючи сингранітаційні процеси, і постгранітаційний гідротермально-метасоматичний. Що ж стосується епох мінералізації, то ці, найбільш загальні, підрозділи проявляються, перш за все, ендегенним (у широкому сенсі) і екзогенним мінералоутворенням.

Важливо підкреслити, що на всіх уранових родовищах альбітитової формації розвинуті кори вивітрювання із всіма їх підрозділами, а в зонах тектонічних розломів, доступних для циркуляції підземних вод, формування вторинної мінералізації можна спостерігати навіть на глибинах до 1-3,5 км. У рудних системах встановлено складні (у часі і просторі) взаємовідношення первинних (ендогенних) і вторинних (екзогенних) уранових (і не тільки) мінералів, причому останні відображають як окислювальні процеси, так і відновлювальні з

формуванням відповідних зон і підзон. Зокрема, на Мічурінському родовищі первинних руд у чистому вигляді, без слідів окислення, майже немає, хоча навіть у поверхневих частинах рудних покладів можуть бути присутні первинні мінерали.

Тому особливо важливо виявляти (і урахувати у своїх генетичних побудовах) ознаки дійсно ендегенного гідротермально-метасоматичного рудоутворення і пізніх гіпергенних процесів, які мають окисний і відновний характер.

### **Висновки**

Будь-який геологічний процес, зокрема рудоутворюючий, характеризується складністю і множинністю (різноманітністю) зв'язків. Взагалі, приступаючи до вивчення природних явищ, помилково припускати одне джерело і один наслідок. Навпаки, сфера кожного родовища як природного явища є значно ширшою і глибшою, ніж можна уявити собі при першому наближенні: розширяючи кругозір і заглиблюючись у деталі, можна знайти все нові, іноді зовсім несподівані причинно-наслідкові зв'язки.

Ізотопно-геохімічні методи дослідження не є панацеєю; разом з тим, в силу своєї підвищеної чутливості, вони дозволяють помічати навіть найменші зміни умов в мінералоутворюючій системі, і виявляти в ній причинно-наслідкові зв'язки. Достовірно ж пояснити ці зв'язки можна лише в повній мірі володіючи геологічним матеріалом і на надійній геологічній основі. Удосконалення методів ізотопних аналізів, безумовно, є необхідним. Але навіть найбільш досконалі аналізи не замінять детальних геологічних досліджень, як і скрупульозного всебічного вивчення рудної речовини. Різноманітність зв'язків у рудоутворюючому процесі також припускає і навіть передбачає розгляд різних, часто альтернативних варіантів інтерпретації. Ця сентенція зовсім не містить протиріч. Навпаки, такий розгляд може призвести до єдино вірного рішення, яке враховувало б різні ускладнення і тонкощі рудоутворюючого процесу, що не вписуються ні в одну існуючу систематику.

Ще раз зазначимо: важлива не дефініція (віднесення родовища до того чи іншого генетичного типу), а об'єктивні відповіді на найголовніші питання теорії рудоутворення стосовно конкретного рудного об'єкту. Немає і бути не може у природі двох зовсім однакових родовищ, і кожне з них потребує свого, але системного підходу.

### **ЛІТЕРАТУРА.**

1. *Каждан А.Б., Соловьев Н.Н.* Поиски и разведка месторождений редких и радиоактивных металлов. – Москва: Недра, 1982. – 280 с.

2. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. – Москва: Мир, 1983. – 200 с.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – Москва: Мир. Т.1, 1965. – 371 с. Т.2, 1965. – 406 с. Т.3, 1966. – 317 с. Т.5, 1966. – 406 с.
4. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Сульфидная система в раннепротерозойских породах чечелеевского литолого-стратиграфического уровня Кировоградского мегаблока (Украинский щит) // Геохімія та екологія. – Київ. – 2010. – Вип. 18. – С. 80-90.
5. Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах / Под ред. Я.Н. Белевцева и В.И. Данчева. – Москва: Недра, 1985. – 323 с.
6. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Температура формирования золотого и уранового оруденения Юрьевского месторождения (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2009. – № 7. – С. 114-120.
7. Кобзарь В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1981. – 104 с.
8. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е., Терещенко С.И. Природа карбонатов Севериновского месторождения урана (Украинский щит) // Геохімія та екологія. – Київ. – 2002. – Вип. 5/6. – С. 124-132.
9. Фомин Ю.А. Восточно-Юрьевское месторождение золота // Мин. журн. – 1999. – 21. – №4. – С. 32-44.
10. Фомин Ю.А., Савченко Л.Т., Иванов А.С. Природа магнетита золотоносных зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (по изотопным и геохимическим данным) // Мин. журн. – 1995. – 17. – № 3. – С. 67-73.
11. Луговая И.П., Савченко Л.Т. Изотопно-геохимические особенности формирования вулканогенно-осадочных и терригенно-хемогенно-осадочных железорудных месторождений Украинского щита / Изотопная геохимия процесса рудообразования. – Москва: Наука, 1988. – С. 216-233.
12. Березовский Ф.И., Демихов Ю.Н., Коростышевский И.З., Люта Н.Н. Взаимодействие гидро-галогенидов гуанидина с кислородсодержащими веществами – метод выделения кислорода для изотопного анализа // Журнал аналитич. химии. – Т. 40.– № 10, 1985. – С. 1848-1853.
13. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов // Мин. журн. – 2009. – 31. – № 4. – С. 16-29.

14. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Щелочные полевые шпаты ураноносных альбититов Украинского щита // Геохімія та екологія. – Київ. – 2010. – Вип. 18. – С. 57-72.
15. Соловьёв С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. – Ленинград: Наука, 1970. – 312 с.

## REFERENCES

1. A. Kazhdan, N. Solov'ev. Poiski i razvedka mestorozhdenij redkih i radioaktivnyh metallov. [Search and exploration of deposits of rare and radioactive metals] – Moskva: Nedra, 1982. – 280 s [in Russian].
2. J. Hyofs. Geohimiya stabil'nyh izotopov [Geochemistry of stable isotopes] – Moskva: Mir, 1983. – 200 s [in Russian].
3. U. Dir, R. Havi, Dzh Zusman. Porodoobrazuyushchie mineraly [Species-forming minerals]. – Moskva: Mir. T.1, 1965. – 371 s. T.2, 1965. – 406 s. T.3, 1966. – 317 s. T.5, 1966. – 406 s [in Russian].
4. Yu. Fomin, Yu Demihov. Sul'fidnaya sistema v ranneproterozojskih porodah chechelevskogo litologo-stratigraficheskogo urovnya Kirovogradskogo megabloka (Ukrainskij shchit) [Sulfide system in the Early Proterozoic rocks of the Checheleyev lithologic-stratigraphic level of the Kirovograd megablock (Ukrainian Shield)] // Geohimiya ta ekologiya. – Kii'v. – 2010. – Vip. 18. – S. 80-90. // Geochemistry and Ecology, Kyiv, 2010, № 18, P. 80-90 [in Russian].
5. Metody izucheniya uranovyh mestorozhdenij v osadochnyh i metamorficheskikh tolshchah [Methods of studying uranium deposits in sedimentary and metamorphic sequences] / Pod red. Ya. Belevceva i V. Dancheva. – Moskva: Nedra, 1985. – 323 s [in Russian].
6. Yu. Fomin.A., E. Lazarenko. Temperatura formirovaniya zolotogo i uranovogo orudneniya Yur'evskogo mestorozhdeniya (Ukrainskij shchit) [Temperature formation of gold and uranium mineralization of the Yurievskoe deposit (Ukrainian Shield)] // Dop. NAN Ukraïni. – 2009. – № 7. – S. 114-120 [in Russian].
7. V. Kobzar'. Nizhneproterozojskoe osadkonakoplenie i voprosy metallogenii central'noj chasti Ukrainskogo shchita [Proterozoic sedimentation and questions of metallogeny of the central part of the Ukrainian Shield]. – Kiev: Nauk. dumka, 1981. – 104 s. [in Russian].
8. Yu. Fomin, Yu. Demihov, E. Lazarenko, S. Tereshchenko. Priroda karbonatov Severinovskogo mestorozhdeniya urana (Ukrainskij shchit) [The nature of carbonates of the Severinovskoe uranium deposit (Ukrainian Shield)] // Geohimiya ta ekologiya. – Kii'v. – 2002. – Vip. 5/6. – S. 124-132 [in Russian].
9. Yu. Fomin. Vostochno-Yur'evskoe mestorozhdenie zolota [East-Yuryev gold deposit] // Min.

zhurn. – 1999. – 21. – №4. – S. 32-44 [in Russian].

10. Yu. Fomin, L. Savchenko, A. Ivanov. Priroda magnetita zolotonosnyh zelenokamennyh struktur Srednego Pridneprov'ya (po izotopnym i geohimicheskim dannym) [The nature of the magnetite of the gold-bearing greenstone structures of the Middle Dnieper (by isotope and geochemical data) // Min. zhurn. – 1995. – 17. – № 3. – S. 67-73.] [in Russian].

11. I. Lugovaya, L. Savchenko. Izotopno-geohimicheskie osobennosti formirovaniya vulkanogenno-osadochnykh i terrigenno-hemogenno-osadochnykh zhelezorudnykh mestorozhdenij Ukrainского shchita [Isotope-geochemical features of the formation of volcanic-sedimentary and terrigenous-chemogenic-sedimentary iron ore deposits of the Ukrainian Shield] / Izotopnaya geohimiya processa rudoobrazovaniya. – Moskva: Nauka, 1988. – S. 216-233 [in Russian].

12. F. Berezovsky, Yu. Demikhov, I. Korostyshevsky, N. Lyuta. Vzaimodejstvie gidro-galogenidov guanidina s kislorodsoderzhashchimi veshchestvami – metod vydeleniya kisloroda dlya izotopnogo analiza [Interaction of hydro-halides of guanidine with oxygen-containing substances - the method of oxygen release for isotopic analysis] // Zhurnal analitich. himii. – T. 40.– № 10, 1985. – S. 1848-1853 [in Russian].

13. V. Melnikov. Geneticheskoe znachenie inversionnogo perekhoda sanidin/mikroklin. 1. Flyuidnyj faktor v transformacii dvojnikojoj struktury shchelochnyh polevyh shpatov [The genetic significance of the sanidine/microcline inversion transition. 1. Fluid Factor in the Transformation of the Twin Structure of Alkaline Feldspars] // Min. zhurn. – 2009. – 31. – № 4. – S. 16-29 [in Russian].

14. Yu. Fomin, E. Lazarenko. Shchelochnye polevye shpaty uranonosnyh al'bititov Ukrainского shchita [Alkaline feldspars of uranium-bearing albitites of the Ukrainian shield] // Geohimiya ta ekologiya. – Kiïv. – 2010. – Vip. 18. – S. 57-72 [in Russian].

15. S. Solovyov. Himizm magmaticheskikh gornyh porod i nekotorye voprosy petrohimii [Chemistry of igneous rocks and some questions of petrochemistry]. – Leningrad: Nauka, 1970. – 312 s [in Russian].

## ТРЕБОВАНИЯ К МАТЕРИАЛУ ДЛЯ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И ЗОЛОТА УКРАИНЫ

**Ю.А. Фомин, В.Г. Верховцев, Ю.Н. Демихов, З.Н. Кравчук, Н.Н. Борисова, А.О. Студзинская.**

**Фомин Ю.А.** канд. геол.-мин. н., вед. н. с. ДУ ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [yaf1941@gmail.com](mailto:yaf1941@gmail.com).

**Верховцев В.Г.** докт. геол. н., зав. отделом ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [Verkhovtsev@ukr.net](mailto:Verkhovtsev@ukr.net).

**Демихов Ю.Н.** канд. геол.-мин. н., зав. лаб. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [y\\_demikhov@ukr.net](mailto:y_demikhov@ukr.net).

**Кравчук З.М.** вед. инж. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [IGNS\\_Kravchuk@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua).

**Борисова Н.М.** вед. инж. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [IGNS\\_Borystova@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Borystova@nas.gov.ua).

**Студзинская А.О.** м. н. с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [anna.studz88@ukr.net](mailto:anna.studz88@ukr.net).

*На основе многолетнего собственного опыта изотопного изучения раннедокембрийских месторождений урана и золота Украинского щита рассмотрен ряд методических вопросов относительно теории рудообразования, а именно выбор объектов и методы их опробования, обработка проб, интерпретация полученных результатов. Приведены требования к геологическому материалу для комплексных изотопных исследований генетического направления, которые включают разработанные лабораторией ИГОС НАН Украины методы определения изотопного состава серы сульфидов и сульфатов, валового углерода пород с анализом, в случае необходимости, карбонатной и органической (+ графит) составляющих, углерода и кислорода карбонатов, кислорода оксидов безкремниевой основы, а также кварца и силикатов, водорода и кислорода гидроксилсодержащих минералов, водорода, кислорода и углерода флюидных включений в минералах. Подчеркивается необходимость предварительного системного изучения выбранных объектов для разработки надежной геологической основы и особого внимания к вещественному составу руд с выделением и систематикой минеральных сообществ.*

**Ключевые слова:** *изотопная геохимия, теория рудообразования, месторождения урана и золота, методы определения изотопного состава, вещественный состав руд.*

## REQUIREMENTS TO THE MATERIAL FOR ISOTOPIC GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF DEPOSITS OF URANIUM AND GOLD OF UKRAINE

**Yu. Fomin, V. Verkhovsev, Yu. Demikhov, Z. Kravchuk, N. Borisova, A. Studzinska**

**Yu. Fomin** Candidate of geological-mineralogical sciences, Senior Research Fellow, Leading Researcher State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», [yaf1941@gmail.com](mailto:yaf1941@gmail.com).

**V. Verkhovsev** Doctor of Geology, Senior Research Fellow, Head of department State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», [Verkhovtsev@ukr.net](mailto:Verkhovtsev@ukr.net).

**Yu. Demikhov** Candidate of geological-mineralogical sciences, Senior Research Fellow, Head of the laboratory State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», [y\\_demikhov@ukr.net](mailto:y_demikhov@ukr.net).

**Z. Kravchuk** Lead Engineer State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», [IGNS\\_Kravchuk@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Kravchuk@nas.gov.ua).

**N. Borisova** Lead Engineer State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», [IGNS\\_Borisyova@nas.gov.ua](mailto:IGNS_Borisyova@nas.gov.ua).

**A. Studzinska**, Junior Research Fellow, State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine», [anna.studz88@ukr.net](mailto:anna.studz88@ukr.net).

*Basing on the many-year personal experience of the isotopic study of the Early Cambrian uranium and gold deposits in the Ukrainian shield, the authors consider a number of methodological issues concerning the theory of ore formation, i.e., selection of objects and methods of their testing, sample processing, and interpretation of the obtained results. The article presents the requirements for the geological material for complex isotope studies in the genetic field, which include the methods developed by the laboratory of State Institution "IEG of National Academy of Sciences of Ukraine" for determination of the isotopic sulfur composition of sulphides and sulphates, gross carbon of rocks along with the analysis, if necessary, of carbonate and organic (+ graphite) components, carbon and oxygen of carbonates, oxygen of oxides without the silicon base, as well as quartz and silicates, hydrogen and oxygen of hydroxyl-containing minerals, hydrogen, oxygen and carbon of fluid inclusions in minerals. The necessity of the preliminary systematic study of the selected objects to develop a reliable geological basis and special concern for the material composition of ores with the separation and systematization of the mineral compounds is emphasized.*

**Key words:** *isotopic geochemistry, theory of ore formation, uranium and gold deposits, methods for determining the isotopic composition, material composition of ores.*