

ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ ГЕНЕЗИСУ РУДОНОСНИХ АЛЬБІТИТІВ НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКОГО УРАНОВОГО РОДОВИЩА

І.І. Михальченко¹, А.Л. Ларіков², О.В. Заяць²

*1 — Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України»
03142, просп. акад. Палладіна 34а, Київ, Україна
E-mail: alcoldan@i.ua*

*2 — Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
03142, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна*

За результатами статистичних методів досліджень підтверджено, що вибірка значень вимірів десяткових логарифмів масової частки урану в докембрійських альбітитах Новокостянтинівського родовища Центральноукраїнського урановорудного району Українського щита статистично неоднорідна і складається із чотирьох груп, розраховані оцінки медіан масової частки урану яких значно вищі від геохімічного фону урану вихідного граніту. Вибірка десяткових логарифмів значень вимірів масової частки торію (без урахування значень четвертої групи за значенням вимірів урану) статистично однорідна з оцінкою вибіркової медіани, близької до геохімічного фону цього хімічного елементу вихідного граніту. Припускається, що варіація значень вимірів масової частки торію є наслідком локального перерозподілу торію вихідного граніту в процесі утворення альбітитів. Високі значення вимірів масової частки торію й висока кореляція урану й торію в четвертій групі (перетин багатих руд на глибокому горизонті) є підґрунтям для ствердження про сумісне принесення й концентрацію цих елементів у спільних мінералах у глибинній (високотемпературній) частині пневматолітово-гідротермальної колонії. Наведено геохімічні й мінералогічні ознаки зміни ступеня окиснення U в рудоносних флюїдах ураноносних натрієвих метасоматитів з U⁴⁺ (у високотемпературних (>350 °C) умовах) на U⁶⁺ (у середньо-низькотемпературних (<250 °C) умовах).

Ключові слова: уран, торій, вибірка значень вимірів, коефіцієнт кореляції, класифікація, руда, альбітит, генезис, Новокостянтинівське родовище.

Актуальність геохімічного дослідження альбітитів унікального Новокостянтинівського уранового родовища (Центральноукраїнський урановорудний район [7]) докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів (УНМ) обумовлено, зокрема, невирішеною важливою науковою проблемою генезису цієї формації. На теперішній час існують дві альтернативні гіпотези щодо напрямку міграції флюїдів, які утворили УНМ: ендегенна (з глибини Землі до поверхні) [1, 6, 15, 16, 25, 27, 29, 30] та гідатогенна (з поверхні Землі у глибину) [17]. Серед ендегенних гіпотез у різний час розглядали: метаморфогенну [1], маг-

матогенну [6, 21, та ін.], ультраметаморфогенну [1, 7, 15], латераль-секреційну [18], мантіюну [16, 30, та ін.]. У [9] та ін. навколорудні лужні натрієві метасоматити (оцінка віку — 1840–1800 млн рр. [8]) розглянуто у складі кіровоградського ультраметаморфічного комплексу (оцінка віку — 2065–2025 млн рр. [8]). Для аргументації походження рудних концентрацій УНМ й рудоносних альбітитів Новокостянтинівського родовища, принциповим є встановлення прикмет ступеня окиснення U в рудоносному флюїді. Ознаки міграції U в ступені окиснення U⁴⁺ дають підстави припустити ендегенне походження флюїдів і рудної речовини [6]. При цьому важливо охарактеризувати в загальних рисах імовірно джерело рудоносних флюїдів.

© Михальченко І.І., Ларіков А.Л., Заяць О.В., 2018

Аналіз попередніх публікацій. У роботі [23] наведено результати дослідження статистичної однорідності вибірки 1758 значень вимірів масової частки урану ($w(U)$) в пробах ураноносних альбітитів Новокосянтинівського родовища. З'ясовано, що розподіл значень вимірів $w(U)$ вихідної вибірки апроксимується логнормальним законом, а сама вибірка є статистично неоднорідною і складається з чотирьох груп. За оцінками медіан (середнього геометричного [11]) ($Me(U)$) в цих групах розпізнано чотири рівня концентрації U відносно геохімічного фону незміненого гранатбіотитового граніту Новоукраїнського масиву. Найменша оцінка коефіцієнту концентрації U ($K_K(U)$) становить 10,2, найбільша – 12 044 [23]. Однак розподіл значень масової частки торію ($w(Th)$) й кореляцію його з U не було вивчено. Підставою для виконання дослідницьких робіт такого напрямку є результати вивчення статистичного зв'язку Th й U в рудоносних альбітитах Новоолексіївського торій-уранового рудопрояву [19] й Партизанського торій-уранового родовища [20] Партизанського рудного поля центральної частини Новоукраїнського масиву.

За результатами дослідження розподілу Th й U і зв'язку цих хімічних елементів у рудних апогранітних альбітитах розрізу Новоолексіївського рудопрояву реконструйовано їхнє сумісне принесення й осадження в процесі рудоутворення. Статистичний зв'язок Th й U в апогранітних рудоносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву класифіковано як високий позитивний. Висока кореляція Th й U дала підстави для висловлення припущення щодо парагенезису цих радіоактивних елементів у рудоносних альбітитах рудопрояву [19]. Це підтверджено дослідженням складу радіоактивної мінералізації. В альбітитах виявлено ураноторит, торит, кальцій-торій-урановий силікат [22]. Такі новітні дані стали підґрунтям для реконструкції ступеня окиснення U^{4+} у рудоносному флюїді [22]. За складом темноколірних мінералів (діопсид, актиноліт [19, 22]) альбітити рудопрояву зіставлено з високотемпературною актиноліт-діопсидовою групою фацій [7] геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів [19]. Наведена реконструкція [22] докорінно відрізняється від усталеного уявлення, що під час утворення рудних альбітитів у гідротермальному розчині U мігрував у складі тільки ураніл-карбонатних сполук [7].

На відміну від Новоолексіївського рудопрояву оцінки кореляції Th й U у розрізі рудного по-

кладу Партизанського торій-уранового родовища виявилися різними: на найглибшому горизонті – висока, проміжному – слабка, найближчому до рівня сучасного ерозійного зрізу кристалічного фундаменту – помірна. Однією з ознак, за якою рудні альбітити Партизанського родовища розрізняються на різних глибинах, є значення оцінки $Me(Th)$ в їхньому хімічному складі. Оцінка $Me(Th)$ рудних альбітитів найглибшого горизонту приблизно в чотири рази більша, ніж оцінка цього параметра рудних альбітитів найближчого до сучасного рівня ерозійного зрізу фундаменту. Тому вертикальну рудну зональність Партизанського родовища ідентифіковано за наявністю на глибоких горизонтах торій-уранових руд, а у верхній частині родовища – уранових руд. Припускається, що у високотемпературному глибинному флюїді U і Th мігрували разом. Значна маса Th була осаджена з частиною U на глибоких горизонтах родовища, а головна маса U була перенесена рудоносними флюїдами й осаджена у середніх і верхніх частинах рудного покладу. За наведеними вище ознаками на прикладі Партизанського родовища реконструйовано розділення геохімічної історії U і Th під час утворення рудних концентрацій. Однією з імовірних причин розділення U і Th у процесі утворення рудних альбітитів Партизанського родовища могло бути змішування глибинних флюїдів з підземними (метеорними) водами, які були збагачені киснем (O_2) та циркулювали по зонах тріщинуватості зі зміною фізико-хімічних параметрів (температура, тиск, рН, Eh) гідротермального розчину і відповідними змінами ступеня окиснення U (міграційноздатні сполуки U^{4+} з Th – у глибинному флюїді, U^{6+} (UO_2^{2+}) – у гідротермальному розчині) [20]. Тобто відбулося окиснення U внаслідок зміни фізико-хімічних умов рудо(породо)утворення.

Таким чином, опубліковані дані дають змогу стверджувати, що під час утворення УНМ за високотемпературних умов рудоносного флюїду міграція U^{4+} з Th (й іншими несумісними високозарядними крупноіонними хімічними елементами ($HFSE$)) була сумісною [21, 32]). У цьому контексті важливим завданням стало, звичайно, дослідити розподіл значень вимірів $w(Th)$ в альбітитах Новокосянтинівського родовища, класифікувати зв'язок Th з U , виявити ознаки їх сумісної міграції й осадження у процесі утворення рудних концентрацій.

Об'єкт дослідження – Новокосянтинівське уранове родовище.

Предмет дослідження – розподіл U та Th в ураноносних альбітитах родовища.

Мета дослідження – розпізнати ознаки ступеня окиснення урану в рудотвірному флюїді.

Для досягнення задекларованої мети використано відомі особливості геохімічної поведінки U^{4+} й Th та U^{6+} у природних умовах, на що звертав увагу В. Вернадський [4]. Для цього необхідно було: класифікувати вибірку значень парних вимірів $w(U)$ й $w(Th)$ в альбітитах, дослідити статистичний розподіл значень парних вимірів $w(U)$ й $w(Th)$, параметри статистичного розподілу, розрахувати коефіцієнти концентрації й оцінити кореляцію цих хімічних елементів, урахувати відмінності в хімічному складі мінералів-концентраторів U і Th у породах тилової зони метасоматозу.

Під час виконання робіт задіяно статистичні методи дослідження: перевірка гіпотези статистичної однорідності вихідної вибірки та виокремлення елементів статистичної неоднорідності графічним методом (за [26]). Це верифіковано методом вірогідностного добору моделей на основі застосування Байєсового інформаційного коефіцієнту (*BIC*) з використанням пакету *mclust* [31] програмного комплексу *R*. Для виокремлення елементів неоднорідності вихідної вибірки також задіяно метод аналізу кореляційного поля [11].

Класифікацію виконано на основі моделі кінцевої суміші гаусіан. У цій моделі певний елемент масиву даних із певною вірогідністю стосується кожного з кластерів. Сума вірогідностей дорівнює одиниці. У процесі класифікації елемент відносять до класу, для якого вірогідність найбільша.

Для кластерного аналізу задіяно пакет *mclust*, в якому використано *EM* (*Expectation – Maximization*) алгоритм розрахунків. На першому кроці (літера *E*) вираховується очікуване значення функції правдоподібності (використовується швидша ієрархічна кластеризація). На другому кроці (літера *M*) вираховується оцінка максимальної схожості, що використовується в наступному *E* кроці. Ця процедура повторюється до отримання необхідної збіжності. Пакет розраховує можливі види моделей із кількістю кластерів від 1 до 9. У випадку одномірного масиву даних обчислюється два варіанти моделей: *E* – з однаковою (*equal*) дисперсією та *V* – з різною (*variable*) дисперсією. Для двомірного масиву даних розраховується 14 варіантів моделей, що позначаються комбінацією з трьох літер. Літера в першій позиції, як у попередньому випадку, визначає співвідношення дисперсії кластерів у моделі. У другій позиції позначається спів-

відношення форм кластерів, які можуть бути: різними або однаковими (ідентичними, *I*) у випадку, коли всі кластери сферичні. Третя позиція позначає співвідношення орієнтацій осей еліпсоїдів відповідних кластерів. Тут літера *E* позначає паралельність осей всіх еліпсоїдів, а літера *I* – їх паралельність осям координат. Порівняння моделей здійснюється за *BIC*, що враховує логарифм функції правдоподібності та нараховує «штрафні бали» за складність моделі. З усіх моделей обирається та, що має найменше значення *BIC* [31].

У ході групування вихідних значень дослідженого параметру розрахунок ширини інтервалу виконано з використанням формули Герберта Стерджеса [11]:

$$\Delta x = \frac{x_{max} - x_{min}}{1 + 3,322 \lg n}, \quad (1)$$

де: Δx – ширина інтервалу, x_{max} – максимальне значення параметру x , x_{min} – мінімальне значення параметру x , n – кількість значень у вибірці.

Для розрахунку нижньої границі першого інтервалу використано формулу [11]:

$$x_1 = x_{min} - \frac{\Delta x}{2}, \quad (2)$$

де: x_1 – нижня границя першого інтервалу; x_{min} – мінімальне значення параметру x у вибірці; x – ширина інтервалу групування (див. (1)).

Оцінку моди в модальному інтервалі розраховано за формулою [11]:

$$Mox = X's + \frac{\Delta x \cdot (n_s - n_{s-1})}{(n_s - n_{s-1}) + (n_s - n_{s+1})}, \quad (3)$$

де: n_s – частота модального інтервалу; $n_s + 1$ – частота наступного (за модальним) інтервалу; $n_s - 1$ – частота попереднього (перед модальним) інтервалу; x – ширина інтервалу групування (див. формулу 1); $X's$ – оцінка середини модального інтервалу; *Mox* – оцінка моди.

Розрахунок оцінок значень медіан здійснено за формулою [11]:

$$Me(x) = 10^{\overline{\lg x}}, \quad (4)$$

де: *Me* – оцінка медіани (вибіркового середнього геометричного [11]) параметру x , – оцінка вибіркового середнього арифметичного $\lg x$ (математичної імовірності параметру x), яку розраховано із застосуванням пакету *mclust*, або за формулою:

$$\overline{\lg x} = \frac{\sum \lg x_i}{n}, \quad (5)$$

де: $\overline{\lg x}$ – оцінка вибіркового середнього десяткових логарифмів значень параметру x , $\lg x_i$ – i -те значення десяткового логарифму випадкової величини x_i у вибірці, n – кількість значень у вибірці.

Статистичний зв'язок хімічних елементів досліджено за оцінкою парного коефіцієнту кореляції Пірсона (r). Обчислення здійснено аналітичним способом, методику якого наведено в [20].

Геохімічну спеціалізацію порід з'ясовано за значеннями оцінки кларку концентрації (КК) (нормування відповідної оцінки Me на значення оцінки кларку в земній корі ($Th - 12 \cdot 10^{-4} \%$, $U - 3 \cdot 10^{-4} \%$ [5]). Рівень концентрації елемента в хімічному складі гідротермально-метасоматичної породи відносно геохімічного фону (w_{ϕ}) вихідної породи оцінено за значенням коефіцієнту концентрації (K_K) [24]. Оцінка була розрахована шляхом нормування відповідної оцінки Me на значення оцінки w_{ϕ} вихідної породи – граніту гранатбіотитового Новоукраїнського масиву: $w_{\phi}(Th) - 21,3 \cdot 10^{-4} \%$, $w_{\phi}(U) - 1,32 \cdot 10^{-4} \%$; [2]. У разі виявлення ознак статистичної неоднорідності передбачалося обчислення оцінок КК та K_K хімічних елементів для кожної з виокремлених груп.

Значення парних вимірів $w(U)$ й $w(Th)$ в альбітитах Новокостянтинівського родовища були отримані під час розвідки цього рудного об'єкта Казенним підприємством «Кіровгеологія».

Геологічна будова. Новокостянтинівське уранове родовище відкрито 1975 року партією № 47 (головний геолог – О.Ф. Маківчук) Кіровської експедиції (нині – КП «Кіровгеологія») у північній частині Новоукраїнського гранітного масиву на відстані приблизно 3,1 км на південь від контакту цього масиву з Корсунь-Новомиргородським плутоном. Пізніше на південь від родовища були відкриті Лісне й Докучаєвське уранові родовища, Залісний урановий рудопрояв. Їх зараз розглядають у складі Новокостянтинівського рудного поля [14]. Кристалічний фундамент району поля складено переважно гранітами новоукраїнського комплексу (оцінка віку утворення – 2025–2038 млн рр. [8]). Лужні натрієві метасоматити утворилися в зоні перетину великих розломних зон діагональної й ортогональної систем: північно-східних розломів Глодоської зони; північно-західних – Оникієво-Лозоватківської; субширотних – Суботівсько-Мошоринської та субмеридіональних – Новокостянтинівської зон. Чисельні розломи, релікти метаморфічних порід, жили дрібнозернистих гранітів, аплітів і пегматитів, палеопротерозойські «доальбітитові» дайки суб-

вулканічних порід основного і ультраосновного складу, ареали метасоматичних перетворень у кристалічному фундаменті обумовлюють складну структуру рудного поля.

Рудоносні альбітити Новокостянтинівського родовища тяжіють до зони перетину швів північно-східної Глодоської зони розломів (Західний (Секушій) розлом) із субширотною Новокостянтинівською зоною розломів. Відповідно, у межах родовища тіла лужних натрієвих метасоматитів і зон зруденіння мають два головних напрямки простягання – північно-західне (зона Західного розлому) (падіння – південно-східне) й субмеридіональне (зона Новокостянтинівської зони розломів) (падіння – східне). Протяжність зон метасоматозу північно-західного простягання – до 1,5 км, північного простягання до зони перетину із Західним розломом – до 1 км. Горизонтальна потужність метасоматитів на поверхні кристалічного фундаменту сягає: в зоні Новокостянтинівського розломів – 230 м, в зоні Західного розлому – 300 м. Потужність метасоматитів різко збільшується на ділянці перетину вищезгаданих розломних зон у північній частині родовища, у районі профілю 35–50 – до 400 м. Метасоматити простежено до глибини більше 2,4 км, альбітити – до 1,6 км (див. рис. 1) (П. Кинякин і др., 2007).

У загальному об'ємі лужних натрієвих метасоматитів Новокостянтинівського родовища об'ємна частка складає, %: хлорит-епідотових альбіт-мікроклінових метасоматитів – 22; актиноліт-діопсидових (іноді з рибекітом-актинолітом, егірин-діопсидом) альбіт-мікроклінових метасоматитів – 3; хлорит-епідотових альбітитів – 14; рибекит-егіринових альбітитів – 56; флогопітових (з хлоритом, епідотом) альбітитів – 5 [14].

За відомими реконструкціями породоутворення лужних натрієвих метасоматитів, гідротермально-метасоматичні перетворення вихідних порід відбулися в дві стадії: ранню (альбітитову) і завершальну (постальбітитову, споріднену). Головний об'єм пневматолітово-гідротермально-метасоматичних порід сформувався в ранню стадію. «Горизонтальна» зональність ранньої стадії цих гідротермально-метасоматичних утворень по гранітоїдах: незмінена вихідна порода (нульова зона) – «діафторована» порода (передова зона гідротермального метаморфізму) – альбіт-мікрокліновий (мікроклін-альбітовий) метасоматит («сієніт») – (проміжна зона метасоматичної колонки) альбітит (тилова зона). «Вертикальна» зональність ранньої стадії виявлена за зміною парагенезів

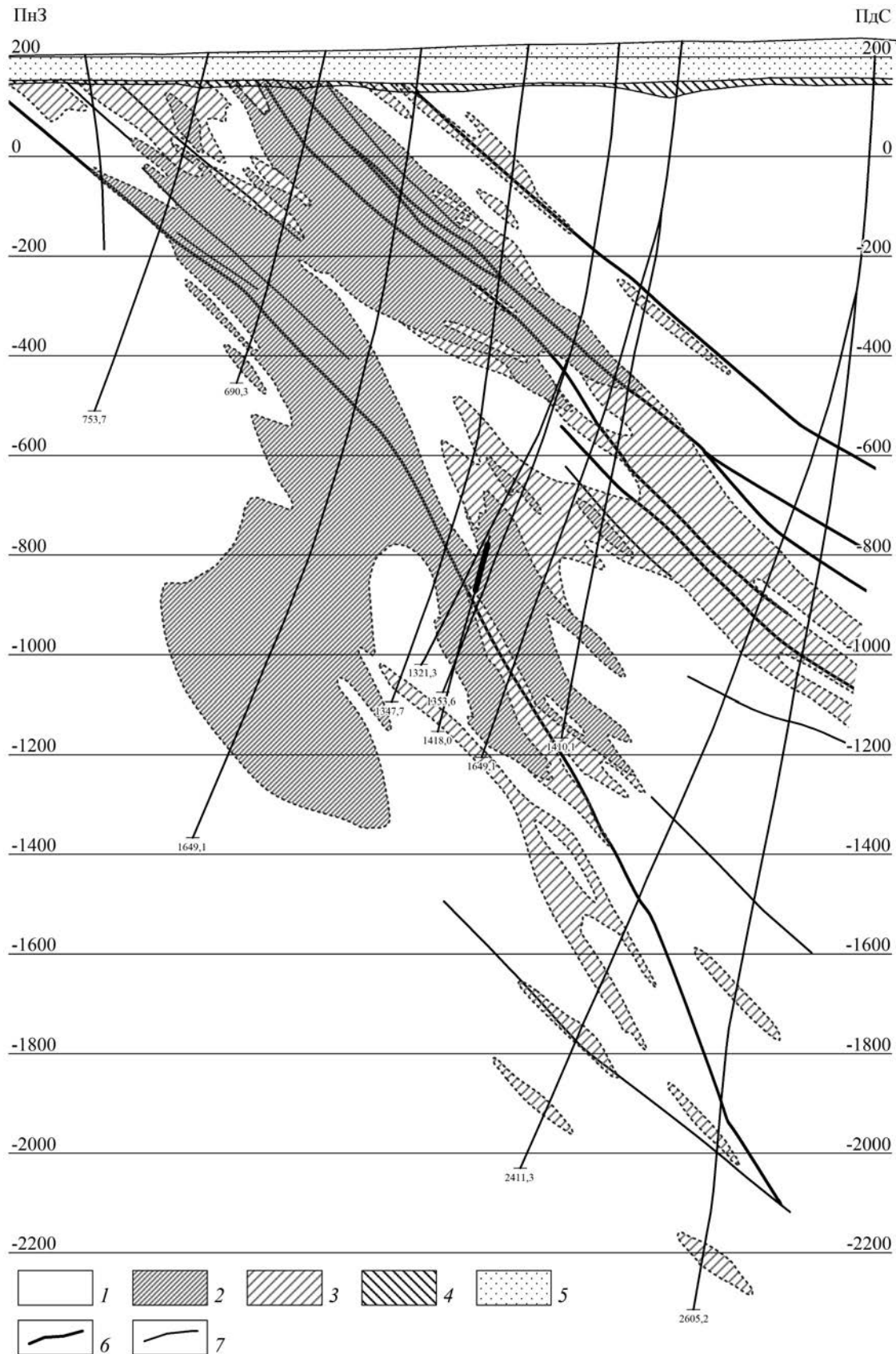


Рис. 1. Схематичний геологічний розріз 35 Новокосянтинівського родовища (за матеріалами КП «Кіровгеологія»): 1 – граніти; 2 – альбітити; 3 – мікроклін-альбітитові метасоматити; 4 – кора вивітрювання; 5 – пухкі поклади; 6 – основні розломи; 7 – другорядні розломи. Грубою лінією позначено перетин багатих руд четвертої групи проб (пояснення у тексті)

темнокольорових мінералів (зверху – донизу, в дужках – оцінки температури утворення і рН): хлорит-епідотовий (300–350 °С, рН – 7) рибекіт-егіриновий (350–450 °С, рН – 10,2–11,8) андрадит-актиноліт-діопсидовий (420–480 °С), андрадит-воластонітовий (500–550 °С) [7 та ін.]. «Вертикальна» зональність асоціації мінералів завершальної стадії породоутворення родовища, під час якої утворилися рудні концентрації УНМ, (зверху – донизу): хлорит-гематит-карбонатна – флогопіт-карбонатно-гематитова (магнетитова).

На сьогодні відомі дані щодо наявності в рудних альбітитах Новокосянтинівського родовища уранініту, настурану, бранериту, кофініту; вторинних мінералів – уранових черней, ненадкєвіту (?), силікатів ураніл-іону (уранофан, бета-уранотіл, казоліт), кларкеїту, вторинних уран-титанових мінералів, кофініту; гідротермально-метасоматичних мінералів з домішкою радіоактивних елементів – циртолїту, малакону, аршиновїту [7]. У 1980 р. І. Мінеєва повідомила про наявність в альбітитах родовища ураноторіанїту з параметром елементарної комірки $\alpha_0 = 5,56 \pm 0,02 \text{ \AA}$ та «молодого» кальцієвого уранініту (усне повідомлення І. Мінеєвої та ін., 1980). У кофініті (сврд. 492, гл. 955,8 – перетин багатих руд) було встановлено наявність домішки Th – 0,1 % (усне повідомлення І. Мінеєвої та ін., 1980). У хімічному складі деяких кристалів бранериту виявлено домішку Th, але у більшості – немає [10]. В інтервалах зруденіння, збагаченого на Th, було виявлено оранжит й ураноторит. Відомі також перетини з підвищеною концентрацією циркону, монациту, апатиту (дані КП «Кіровгеологія»).

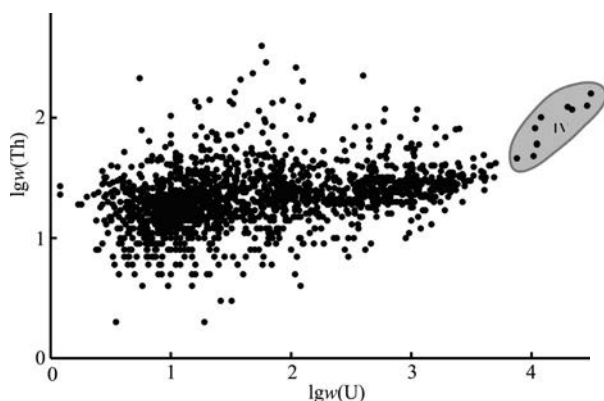


Рис. 2. Діаграма розсіяння значень вимірів масової частки торію на значення вимірів масової частки урану в пробах альбітитів (логарифмічна шкала), які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокосянтинівського родовища. У сірому полі – значення параметрів проб глибокого перетину рудних альбітитів (див. рис. 1) четвертої групи (пояснення у тексті). Вихідні дані КП «Кіровгеологія»

Для рудних альбітитів північної частини Новокосянтинівського родовища відомі оцінки віку (U-Pb метод): уранініту – 1835 ± 25 ; сфену – 1800 ± 60 млн рр. [7].

Результати дослідження. Для парних значень 1654 вимірів $w(\text{Th})$ й $w(\text{U})$ ($n \cdot 10^{-4} \%$) у хімічному складі альбітитів, що перетнуті свердловинами в профілі 35 (рис. 1) Новокосянтинівського родовища побудовано діаграму розсіяння $\lg w(\text{Th})$ на $\lg w(\text{U})$ (рис. 2). На діаграмі вирізняється група з 10 парних значень $\lg w(\text{Th})$ й $\lg w(\text{U})$ перетину багатих руд, в якому було виявлено кофініт з домішкою Th (див. вище). Цей перетин розташований на глибокому горизонті родовища. Тому подальші дослідження розподілу й кореляції значень вимірів в названих вище хімічних елементів було виконано без урахування даних цієї «видатної» групи проб.

Мінімальне значення у вибірці з 1644 значень $\lg w(\text{U})$ становить – 0,0792, максимальне – 3,7024 (див. рис. 2). Ширина інтервалу групування (обчислено за формулою 2) – 0,31. Для розрахунку відносних частот $\lg w(\text{U})$ за ширину інтервалу прийнято значення 0,30.

Результати розрахунку відносних частот $\lg w(\text{U})$ наведено в табл. 1, а відповідну гістограму на рис. 3. На гістограмі помітні три модальні інтервали із значеннями мод, відповідно, 1,10, 1,79, 2,96 (див. табл. 1), що підтверджує припущення [23] щодо статистичної неоднорідності вибірки.

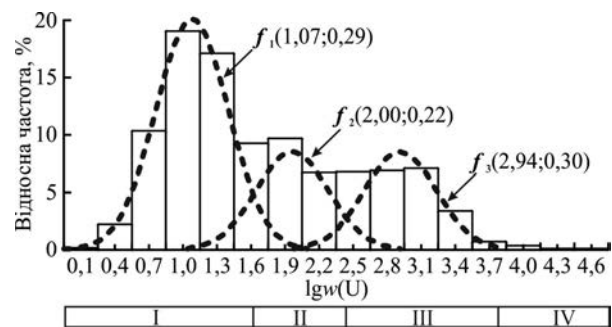


Рис. 3. Гістограма десяткових логарифмів значень вимірів масової частки урану в пробах альбітитів, які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокосянтинівського родовища (вихідні дані – у табл. 1) й криві щільності вірогідності. Римськими цифрами позначено виокремлені групи; $f_1(1,07; 0,29)$, $f_2(2,00; 0,22)$, $f_3(2,94; 0,30)$ – криві щільності вірогідності (в дужках – параметри щільності вірогідності: перша цифра – оцінка математичного очікування; друга – оцінка середньоквадратичного відхилення), відповідно, першої, другої й третьої груп. Границі класів (табл. 2) визначено за [11]. Четверту групу виокремлено методом аналізу кореляційного поля (рис. 1). Класифікація й розрахунок параметрів кривих щільності вірогідності виконано в пакеті *mclust* [31] програмного комплексу R. Розрахунки – за даними КП «Кіровгеологія»

За результатами обробки значень $\lg w(U)$ статистичним методом вірогідностного підбору моделей на основі застосування ВІС це припущення підтверджено. У вихідній вибірці $\lg w(U)$ виокремлено три групи, та оцінено відповідні параметри щільностей вірогідностей (див. рис. 3). Результати розрахунків оцінок $\overline{\lg w}(U)$, $Me(U)$, $KK(U)$, $K_K(U)$ у виділених групах зведено в табл. 2.

У такий же спосіб було перевірено гіпотезу щодо статистичної однорідності вибірки зі значеннями $\lg w(Th)$. Мінімальне значення $\lg w(Th)$ становить 0,3010, максимальне – 2,5977. Ширина інтервалу групування (розраховано за формулою (1)) – 0,20.

Розрахунок відносних частот $\lg w(Th)$ в пробах альбітитів, що було перетнуто свердловинами в

Таблиця 1. Розрахунок відносних частот в інтервалах групування десяткових логарифмів значень вимірів масової частки урану в пробах альбітитів, які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокосятинівського родовища

Номер з/п	Інтервал, $\lg(n \cdot 10^{-4} \%)$		Середина інтервалу	Частота	Відносна частота, %	Оцінка моди
	від	до				
1	0,05	0,25	0,10	3	0,1825	–
2	0,25	0,55	0,40	37	2,2506	–
3	0,55	0,85	0,70	171	10,4015	–
4	0,85	1,15	1,00	315	19,1606	1,10
5	1,15	1,45	1,30	283	17,2141	–
6	1,45	1,75	1,60	153	9,3066	–
7	1,75	2,05	1,90	160	9,7324	1,79
8	2,05	2,35	2,20	111	6,7518	–
9	2,35	2,65	2,50	112	6,8127	–
10	2,65	2,95	2,80	114	6,9343	–
11	2,95	3,25	3,10	117	7,1168	2,96
12	3,25	3,55	3,40	56	3,4063	–
13	3,55	3,85	3,70	12	0,7299	–
Сума	–	–	–	1644	100	–

Розрахунки авторів за даними КП «Кіровгеологія».

Таблиця 2. Результати розрахунків оцінок середніх арифметичних десяткових логарифмів ($\lg w$), відповідних медіан (Me), коефіцієнтів (KK) і кларків (K_K) концентрацій, коефіцієнтів кореляції (r) значень вимірів масових часток урану й торію у виокремлених класах альбітитів розрізу 35 Новокосятинівського родовища

Група	Інтервал $\lg w$		Обсяг, проба	$\lg w(Th)$	$\lg w(U)$	$Me(Th)$, ум. од.	$Me(U)$, ум. од.	$KK(Th)$	$KK(U)$	$K_K(Th)$	$K_K(U)$	r
	від	до										
I	0,05	1,63	905,00	1,27	1,07	18,50	11,80	0,90	9,00	1,50	3,90	0,20
II	1,63	2,44	362,00	1,38	2,00	24,20	99,20	1,10	75,10	2,00	33,10	–0,03
III	2,44	3,80	377,00	1,44	2,94	27,80	866,00	1,30	656,40	2,30	288,80	0,23
IV	3,80	4,50	10,00	1,93	4,17	84,80	14758,00	4,00	11180,00	7,10	4919,00	0,91

Розрахунки авторів за даними КП «Кіровгеологія».

профілі 35, наведено в табл. 3, а гістограма – на рис. 4. Гістограма й відповідна крива щільності вірогідності $\lg w(Th)$ (вибірка без урахування значень вимірів $w(Th)$ четвертої групи (див. рис. 2)) – одномодальна, зі значеннями параметрів щільності вірогідності $f(1,33;0,25)$ (див. рис. 4). Відповідна оцінка $Me(Th)$ $21,4 \cdot 10^{-4} \%$ несуттєво відрізняється від оцінки геохімічного фону торію у вихідному граніті $21,3 \cdot 10^{-4} \%$ [1]. За правилом 3σ [10] у вибірці $w(Th)$ виокремлено три групи ($<3,8 \cdot 10^{-4} \%$; $(3,8–120,2) \cdot 10^{-4} \%$; $>120,2 \cdot 10^{-4} \%$, див. рис. 3).

Результати кластерного аналізу двомірного масиву цих же даних показано на рис. 5. Найкращою за ВІС виявилася модель VVE.4 – тобто чотири кластери з різною дисперсією, різної форми та однакової орієнтації. Параметри цих чотирьох кластерів наведено в табл. 4.

Обговорення результатів. За результатами дослідження підтверджено попередній висновок [23], що вибірка значень вимірів $w(U)$ в альбітитах Новокосятинівського родовища статистично неоднорідна, й складається з чотирьох груп (див. рис. 3, табл. 1, 2). Усі оцінки $Me(U)$ (див. табл. 2) значно більші оцінки $w_{\phi}(U)$ вихідного граніту Новоукраїнського масиву. Оскільки не виявлено ознак існування груп альбітитів з від'ємними $KK(U)$ (див. табл. 2), то не підтверджується гіпотеза ближньої мобілізації U у ході утворення уранових рудних альбітитів. Головна маса U, сконцентрована в альбітитах, принесена рудоносними флюїдами й осаджена з утворенням мінералів у той об'єм земної кори, який зараз займають породи тилової зони пневматолітово-гідротермально-метасоматичних перетворень родовища. Не виключається, що варіація оцінок $Me(U)$ в групах (див. табл. 2) є наслідком неодноразового осадження та вилуговування рудної речовини під час пневматоліто-гідротермально-метасоматичних (й епігенетичних) перетворень.

Оцінка $Me(Th)$ $21,4 \cdot 10^{-4}$ % загальної вибірки майже не відрізняється від $w_{\phi}(Th)$ $21,3 \cdot 10^{-4}$ % [1] вихідного граніту. Тому варіація значень вимірів $w(Th)$ класу $(3,8-120,2) \cdot 10^{-4}$ %, з урахуванням результатів дослідження стійкості монациту – головного мінералу-концентратора Th вихідних гранітів у зонах лужного натрієвого метасоматозу [22] пояснюється, зокрема, частковим перерозподілом Th вихідного граніту. Імовірно, клас значень вимірів $w(Th) < 3,8$ г/т характеризує локальні зони вилуговування Th. Відсутність ознак кореляції U й Th у класі зі значеннями $w(Th) > 120,2 \cdot 10^{-4}$ % (див. рис. 2) і неможливість геометризації у просторі високих значень вимірів $w(Th)$ дає підстави визнати ці позитивні аномалії Th як успадковані від вихідних порід. Однак, високі значення вимірів $w(Th)$ й висока кореляція U й Th в четвертій групі (див. рис. 2, табл. 2), яка характеризує перетин багатих руд на глибокому горизонті родовища, дає підґрунтя для твердження про сумісне привнесення рудоносним флюїдом з концентрацією U й Th в пневматолітово-гідротермальних мінералах під час утворення руд цього перетину.

Однакова орієнтація кластерів у двомірній класифікаційній моделі (рис. 5) є наслідком відсутності взаємного впливу концентрацій U та Th, що підтверджує результати дослідження кореляції цих хімічних елементів у перших трьох класах, які

були виокремлені за $Igw(U)$ (див. табл. 2). Центроїди всіх кластерів розташовані майже уздовж прямої лінії. Разом із тим, кластер 3 з найбільшою дисперсією (див. табл. 4, рис. 5) – віддалені від цієї лінії точки що, імовірно, характеризує об'єм альбітитів, де Th зазнав найбільшого перерозподілу в процесі пневматолітово-гідротермальних перетворень вихідних гранітів.

За результатами дослідження з'ясовано, що на глибоких горизонтах розрізу 35 Новокостянтинівського уранового родовища є рудні альбітити з високою концентрацією Th, яка значно вища за оцінки $w_{\phi}(Th)$ вихідного граніту Новоукраїнського масиву, й високою кореляцією U й Th. Нагадаємо, що висока концентрація U й Th з їх високою кореляцією відомі на глибоких горизонтах Партизанського торій-уранового родовища [20].

Наявність торій-уранових мінералів у зонах пневматолітово-гідротермальних концентрацій U й Th на глибоких горизонтах Новокостянтинівського уранового родовища підтверджує припущення про існування фізико-хімічних умов, за яких U мігрував у рудоносному флюїді зі ступенем окиснення U^{4+} [22]. Ознаки існування високотемпературної (актиноліт-діопсидової) групи фацій у натрієвих метасоматитах родовища викладено вище. За такими ж ознаками на прикладі торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського торій-уранового рудопрояву виконано реконструкцію міграції U у флюїді в ступені окиснення U^{4+} [22] Партизанського рудного поля. Реконструкція

Таблиця 3. Розрахунок відносних частот в інтервалах групування десяткових логарифмів значень вимірів масової частки торію в пробах альбітитів, які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокостянтинівського родовища

Номер з/п	Інтервал $Ig(n \cdot 10^{-4} \%)$		Ча-стота	Відносна частота, %	Оцінка моди
	від	до			
1	0,2	0,4	2	0,1216	—
2	0,4	0,6	2	0,1216	—
3	0,6	0,8	32	1,9453	—
4	0,8	1,0	120	7,2948	—
5	1,0	1,2	253	15,3799	—
6	1,2	1,4	654	39,7568	1,32
7	1,4	1,6	402	24,4377	—
8	1,6	1,8	125	7,5988	—
9	1,8	2,0	33	2,0061	—
10	2,0	2,2	13	0,7903	—
11	2,2	2,4	6	0,3647	—
12	2,4	2,6	3	0,1824	—
Сума	—	—	1645	100	—

Розрахунки авторів за даними КП «Кіровгеологія».

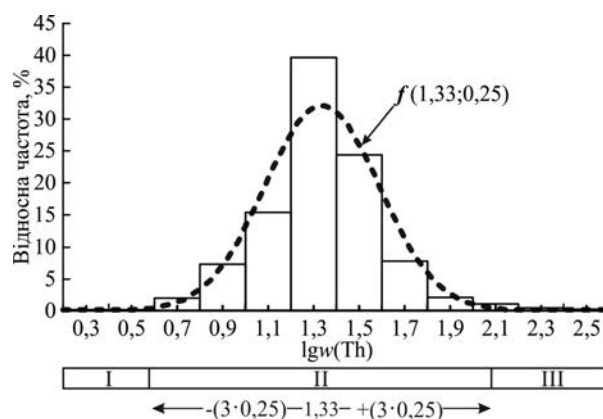


Рис. 4. Гістограма логарифмів значень вимірів масової частки торію в пробах альбітитів, які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокостянтинівського родовища, й відповідна крива щільності розподілу $f(1,33; 0,25)$ (перша цифра – оцінка математичного очікування; друга – оцінка середньоквадратичного відхилення). Розрахунок параметрів гістограми див. в табл. 3. Розрахунок параметрів кривої щільності вірогідності виконано в пакеті *mclust* програмного комплексу *R*. Розрахунки – за даними КП «Кіровгеологія»

докорінно відрізняється від уявлень попередників про міграцію U в рудотвірних розчинах тільки в складі ураніл-іону (ураніл-карбонатних сполук [7, 30]). Найбільш імовірною була зміна ступеня окиснення U в рудоносних флюїдах. У високотемпературному (>350 °C) флюїді U мігрував, маючи ступінь окиснення U⁴⁺, у середньо-низькотемпературному – U⁶⁺.

Ознаки сумісної міграції U, Th й інших HFSE у високотемпературних флюїдах й розділення геохімічної історії цих хімічних елементів [19–22, 32] під час утворення рудних альбітитів, дають підставу для розгляду глибинного магматичного осередка як джерела рудотвірних флюїдів. Основою для цього припущення є класичне положення В. Вернадського про сумісну геохімічну історію U й Th у процесі магматичного породоутворення та їх розділенні під час гідротермального утворення гірських порід [4]. Магматичні породи, які утворилися з розплавів гіпотетичного магматичного осередку, що розглядається як джерело рудоносних флюїдів, повинні мати, зокрема, ознаки накопичення і фракціонування (тобто концентрацію в різних мінералах) HFSE, та легкі компоненти у складі мінералів. Причинами фракціонування елементів вважаємо насиченість магми легкими компонентами й несталу фугитивність O₂.

Магматичні породи з такими прикметами відомі в Інгульському мегаблоці УЩ. Це рідкісно-металеві граніти Русько-Полянського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону, що геохімічно спеціалізовані на U, Th й інші HFSE [12, 13]. У порівнянні із гранітами рапаківі рідкісно-металеві граніти характеризуються підвищеною окисненістю заліза. Значення вимірів w P, Mn, Fe й Ti в русько-полянських гранітах знижується від ранніх до пізніших гранітів. Від середньо-крупнозернистих, порфіроподібних до дрібно-середньозернистих гранітів зменшується значення відношення K/Rb (від 156 до 64) і, відповідно, збільшується Rb/Sr (від 5 до 35). Спектри розподілу рідкісноземельних елементів (REE) у пізніх та ранніх гранітах також різні. Пізні дрібно-середньозернисті граніти збагачені HREE ([La/Yb]_N = 2,40–0,69). HFSE у рідкіснометалевих гранітах сконцентровано різних мінералах: ториті, колумбіті, евксеніті, монациті, ксенотимі, ортиті, бастнезиті, цирконі, каситериті, молібденіті, паризиті, синхізиті, фероколумбіті, бритоліті, F-апатиті, ільменорутіл-стріювериті, ураноториті, ітропаризиті, гадолініті. А для біотиту та амфіболу цих гранітів характерні високі значення w(Cl). Однією з

особливостей порід є спеціалізація на F. Значення вимірів w(F) фтору в них сягає 0,62 % а у середньому w(F) становить 0,33 %, що майже на порядок більше, ніж у рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону [12]. За цими даними в русько-полянських гранітах є ознаки насиченості первинної магми легкими компонентами, несталої фугитивності O₂, концентрації й фракціонування, зокрема HFSE.

Згідно з [33], формування більшості основних та кислих порід корсунь-новомиргородського комплексу відбувалося у віковому інтервалі 1757–1750 млн рр. тому, а пізні етапи комплексу представлені монцонітами та сієнітами, що утворилися в інтервалі 1748–1744 млн рр. За даними [29], гранітоїди Корсунь-Шевченківського та Шполянського масивів утворилися майже одночасно у віковому інтервалі 1754–1748 млн рр.

У роботі [29] наведено дані ізотопної геохронології на основі яких стверджується, що магматичні породи Корсунь-Новомиргородського плутону утворилися у віковому інтервалі 1,80–1,74 млрд рр., що відрізняється від попередньої оцінки 1,75–1,72 млрд рр. [8], унаслідок проявлення таких етапів магматизму:

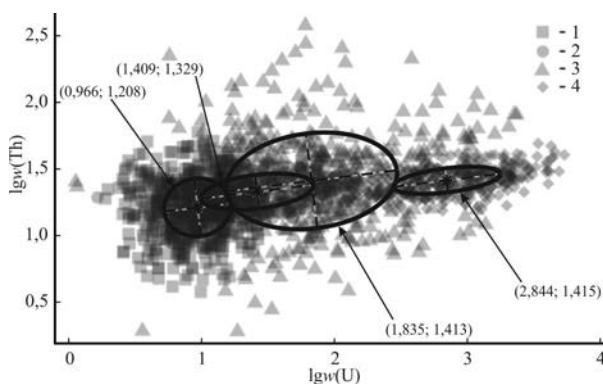


Рис. 5. Діаграма розсіяння значень вимірів масової частки торію на значення вимірів масової частки урану в пробах альбітитів (логарифмічна шкала), які були перетнуті свердловинами в профілі 35 Новокосянтинівського родовища: 1–4 – виокремлені класи парних значень вимірів масових часток урану й торію; підписи – параметри центрів еліпсів, які відповідають параметрам коваріаційних матриць

Таблиця 4. Параметри кластерів моделі VVE.4 двомірного масиву

Кластер	Кількість точок	lgw (U)	lgw (Th)
1	586	0,966	1,208
2	400	1,409	1,329
3	263	1,835	1,413
4	396	2,844	1,415

1) 1,8–1,79 млрд рр. відбулося укорінення «білих» анортозитів;

2) 1,77–1,74 млрд рр. утворився основний обсяг габроїдів Городищенського та Новомиргородського анортозитових масивів;

3) 1,75 млрд рр. вкорінилися крупноовідні різновиди гранітів рапаківі, їхні пегматити та породи монзонітового складу.

Відома оцінка віку русько-полянських рідкіснometалевих гранітів $1758 \pm 2,6$ млн рр. [12]. Варто згадати й оцінку віку 1750 млн р. рудних альбітитів Ватутінського уранового родовища (усне повідомлення С.Ф. Карпенка, 1975). Сучасні дослідження підтвердили дату утворення рудних альбітитів родовища. Оцінка віку найбільш древніх кристалів уранініту, яка була відібрана з глибинного рудного тіла, становить $1752,4 \pm 0,6$ млн рр. [3].

На думку авторів роботи [28], результати вивчення рубідій-стронцієвих ізотопних систем порід ряду граніт \rightarrow альбітит \rightarrow рудний альбітит Докучаєвського родовища Новокостянтинівського рудного поля свідчать про глибинне джерело флюїдів, які в результаті взаємодії з гранітоїдами та гнейсами призвели до формування ураноносних альбітитів. У ряду вихідний граніт \rightarrow рудний альбітит зменшуються оцінки первинного ізотопного відношення стронцію $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Докучаєвського уранового родовища як у мінералах, так і у породі в цілому: 0,7258 – в апатиті вихідного граніту, 0,7092 – в апатиті рудного альбітиту; 0,77821 – у плагіоклазі граніту, 0,71019 – в альбіті рудного альбітиту; 0,80779 – у вихідному граніті, 0,71034 – в рудному альбітіті [28].

Дані ізотопної геохронології й геохімії порід Корсунь-Новомиргородського плутону й ураноносних натрієвих метасоматитів, викладені вище, дають підстави розглядати як імовірне джерело рудоносних флюїдів натрієвих метасоматитів гли-

бинний магматичний осередок, магматичні диференціати котрого утворили Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон, у складі якого відомі рідкіснometалеві руськополянські граніти, а пневматолітово-гідротермальні ексгаліти – формацію ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів.

Висновки. 1. Підтверджено, що вибірка значень вимірів масової частки урану в альбітитах Новокостянтинівського родовища складається із чотирьох груп, розраховані оцінки медіан яких значно вищі за геохімічний фон урану вихідного граніту.

2. Вибірка значень вимірів масової частки торію в альбітитах складається із чотирьох груп, при цьому вважається, що варіація значень вимірів у найбільшій (II) групі є наслідком перерозподілу торію вихідного граніту.

3. Високі значення вимірів масової частки торію й висока кореляція урану й торію в четвертій групі (перетин багатих руд на глибокому горизонті) є підґрунтям для твердження про сумісне привнесення й концентрацію їх у спільних мінералах в глибинній (високотемпературній) частині пневматолітово-гідротермальної колони.

4. Припускається зміна ступеня окиснення U в рудоносних флюїдах ураноносних натрієвих метасоматитів з U^{4+} (у високотемпературних (>350 °C) умовах) на U^{6+} (у середньо-низькотемпературних (<250 °C) умовах).

5. Аргументовано ендегенне походження рудоносних флюїдів формації ураноносних натрієвих метасоматитів. Як імовірне джерело флюїдів запропоновано розглядати глибинний магматичний осередок, магматичні диференціати якого утворили, зокрема, Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон, а пневматоліто-гідротермальні ексгаліти – формацію ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів.

Література

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 259 с.
2. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита. *Геол. журн.* 1974. Вып. 1. С. 16–33.
3. Бондаренко С.М., Степанюк Л.М., Иванов Б.Н., Сьомка В.О., Курило С.І., Грінченко О.В. Типоморфізм та вік уранініту з глибоких горизонтів Ватутінського родовища. *Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців: Матеріали Всеукраїн. наук. практ. конф.* 2015. С. 122–127.
4. Вернадский В.И. Очерки геохимии. 4-е изд., М.-Л.-Грозный-Новосибирск: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефтяное изд-во, 1934, 380 с.
5. Войновський А.С., Жужома В.М., Калініна Г.В., Лобанова Л.А., Чурубова С.С. Методичні рекомендації для складання геохімічних карт (геохімічної спеціалізації геологічних утворень докембрійського фундаменту та прогнозно-геохімічної) масштабів 1:200000 та 1:50000 стосовно умов Українського щита. Методичні рекомендації. Київ: УкрДГРІ, 2006. 96 с.
6. Вольфсон Ф.И., Королёв К.Г. Условия формирования урановых месторождений. М.: Недра, 1990. 288 с.
7. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / [отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль]. Київ: Наук. думка, 1995. 396 с.

8. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой / [Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко, Л.В. Шумлянський]. Київ: Наук. думка, 2008. 240 с.
9. Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка) / [Клочков В. М., Білінська Я. П., Шевченко О. М. та ін.] – Київ, 2001. 119 с.
10. Ємець О.В., Пономаренко О.М., Кюні М., Петриченко К.В., Щербак Д.М., Сінелю С. Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруднення альбітитів Кіровоградського блоку на прикладі Новоколятинівської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит). *Мінерал. журн.* 2007. **29**, № 2. С. 102–110.
11. Жуков М.Н. Математична статистика та обробка геологічних даних : підруч. для студ. геол. факультет. вищих навч. закладів. Київ: Київський університет, 2008. 518 с.
12. Заяць О.В. Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітоїдів Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. дис. ... канд. геол. наук: спец. 04.00.02. Київ, 2017. 20 с.
13. Заяць О.В. Геохімія русько-полянських рідкіснометалевих гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону (Інгульський мегаблок УЩ). *Мінерал. журн.* 2015. **37**, № 3. С. 67–77.
14. Иванов Б.Н., Степанюк Л.М., Донской Н.А., Сёмка В.А., Бондаренко С.Н., Шевела А.Ю. Типы рудных полей Центральноукраинского урановорудного района и их сравнительная характеристика. *Геохімія та рудоутворення*. 2017. Вип. 38. С. 70–79.
15. Комаров А.Н., Черкашин Л.А. Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. Київ: Наук. думка, 1991. 180 с.
16. Крупенников В.А. Мантийный щелочной флюидно-магматический петрогенезис как основной рудообразующий процесс. *Уран: ресурсы и производство*: Тез. второго междунар. симпози. М., 2008. С. 28–31.
17. Кудрявцев В.Е. Закон гидатогенного рудообразования в зоне гипергенеза. *Геология рудных месторождений*. 1991. № 6. С. 89–99.
18. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 189 с.
19. Михальченко І.І. Статистичний зв'язок урану й торію в рудоносних альбітитах Новолексіївського рудопрояву (Український щит). *Науковий вісник Національного гірничого університету*. 2015. № 1. С. 36–41.
20. Михальченко І.І. Кореляція урану і торію в «рудних» альбітитах Партизанського родовища, Український щит. *Мінерал. журн.* 2016. **38**, № 4. С. 54–65.
21. Михальченко І.І., Андреев О.В., Загородній В.В., Заяць О.В. Міграція хімічних елементів у процесі утворення торій-ураноносних альбітитів Новолексіївського рудопрояву, Український щит. *Геохімія та рудоутворення*. 2016. Вип. 37. С. 86–99.
22. Михальченко І.І., Андреев О.В. Монацити в торій-ураноносних альбітитах Новолексіївського рудопрояву (Український щит). *Геохімія та рудоутворення*. 2017. Вип. 38. С. 32–49.
23. Михальченко І.І. Оцінка концентрації урану в альбітитах Новоколятинівського родовища (Український щит). *Пошукова та екологічна геохімія*. 2014. № 1(15). С. 61–69.
24. Наумов Г.Б., Власов Б.П., Голубев В.Н., Миронова О.Ф. Урановое пятиметальное месторождение Шлема-Альберода (ФРГ): пример самоорганизирующейся гидротемальной системы. *Геология рудных месторождений*. 2017. **59**, № 1. С. 3–16.
25. Обризанов В. Н. Основные черты геохимии Ватутинского месторождения урана и некоторые проблемы натриевого метасоматоза: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.02. Березовка, 1974. 27 с.
26. Роненсон Б. М., Ройзенман В.М., Ортенберг Н.А. Методы расчленения метаморфических комплексов. Л.: Недра. 1976. 191 с.
27. Рыбалов Б.Л., Омеляненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1986. 275 с.
28. Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Котвіцька І.М., Андреев О.В. Джерело натрію та урану ураноносних (на прикладі Докучаєвського родовища Інгульського мегаблоку Українського щита). *Геохімія та рудоутворення*. 2012. Вип. 31–32. С. 99–104.
29. Шестопалова О.Є. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. дис. ... канд. геол. наук: спец. 04.00.02. Київ, 2017. 20 с.
30. Шмураева Л.Я. Геолого-генетическая модель формирования приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов. Благовещенск, 1991. 24 с. (Препринт/ДВО АН СССР. АмурКНИИ ДВО АН СССР).
31. Fraley C., Raftery A., Scrucca L. Mclust Version 4 for R: Normal Mixture Modeling for Model-Based Clustering, Classification, and Density Estimation. Technical Report 597. Department of Statistics. University of Washington, 2012. 57 p.
32. Mihalchenko I.I., Shumlyansky L.V., Soesoo A. Rare earth elements in Th-U-bearing albitites of the Novooleksiivka occurrence, the Ukrainian Shield. *Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничовидобувних регіонів*: матеріали X-ої Міжнарод. наук. практ. конф. Кривий Ріг. 2016. С. 34–38.
33. Shumlyansky L., Mitrokhin O., Billstrom K., Ernst R., Vishnevskaya E., Tsymbal S., Cuney M., Soesoo A. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield. *GFF*. 2015. **XX**, No. X. P. 1–17.

Reference

1. Belevtsev, Ya.N. (1979). Metamorphogenic ore formation. М.: Nedra. 259 p. [in Russian].
2. Belevtsev, Ya.N., Sukhinin, A.N. (1974). Some mineral, geochemical and genetical peculiarities of granitoids in the central part of the Ukrainian shield. *Geol. Journ.* **1**. P. 16-33 [in Russian].

3. Bondarenko, S.M., Stepaniuk, L.M., Ivanov, B.N., Somka, V.O., Kurylo, S.I., Hrinchenko, O.V. (2015). Typomorfizm and Age of pitchblende from deep horizon of the Vatutinka ore deposit. *Suchasna heolohichna nauka i praktyka v doslidzhenniakh studentiv i molodykh fakhivtsiv: Materialy Vseukrainskoi naukovo-praktychnoi konferentsii. Kryvorizkyi natsionalnyi universytet*, 26-28 bereznia 2015, pp. 122-127. [in Ukrainian].
4. Vernadskiy, V.I. (1934). *Ocherki geohimii*, 4-e izd., Moskow-Leningrad-Groznyiy-Novosibirsk: Gosudarstvennoe nauchno-tehnicheskoe gorno-geologo-neftyanoie izdatelstvo, 380 p. [in Russian].
5. Voinovskiy, A.S., Zhuzhoma, V.M., Kalinina, H.V., Lobanova, L.A., Churubova, S.S. (2006). Methodical recommendations for the compilation of geochemical maps (geochemical specialization of the geological formations of the Precambrian basement and predictive-geochemical) scale 1 : 200000 and 1 : 50,000 in relation to the conditions of the Ukrainian shield. Guidelines]. Kyiv. UkrDHRI, 96 p. [in Ukrainian].
6. Volfson, F.I., Korolyov, K.G. (1990). Conditions for the formation of uranium deposits. Moskow. Nedra, 288 p. [in Russian].
7. Belevtsev, Ya.N., Koval, V.B. (Eds). (1995). Genetic types and conformities to law of placing of uranium deposits of Ukraine. Kyiv: Nauk. dumka. 396 p. [in Russian].
8. Scherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., Shumlyanskiy, L.V. (2008). Geochronology of early Precambrian of the Ukrainian shield. Proterozoic. Kyiv: Nauk. dumka. 240 p. [in Russian].
9. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy (2001). Masshtab 1:200 000. Tsentralnoukrainska seriia. Arkush M-36-XXXII (Novoukrainka). Kyiv, Departament heolohii ta vykorystannia nadr. 119 p.
10. Iemets, O.V., Ponomarenko, O.M., Kiuni, M., Petrychenko, K.V., Shcherbak, D.M., Sineliu S. (2007). Mineralogical and geochemical features and the age of uranium constriction of the Kirovograd block albitates on the example of Novokostyantynivska uranium-bearing area (Novoukrainian granite massif, Ukrainian shield). *Mineral. Journ.* **29**, No. 2, pp. 102-110 [in Ukrainian].
11. Zhukov, M.N. (2008). Mathematical statistics and processing of geological data. Kyiv. 518 p. [in Ukrainian].
12. Zaiats, O.V. (2017). Geochemistry of Ruska-Polyana rare-metal granitoids of the Korsun-Novomyrgorod pluton. On the rights of the manuscript. Kyiv. 20 p. [in Ukrainian].
13. Zaiats, O.V. (2015). Geochemistry of Ruska-Polyana Rare-Metal Granites of Korsun-Novomyrgorod Pluton (Ingul Megablock, the Ukrainian Shield). *Mineral. Journ.* **37**, No. 3, pp. 67-77 [in Ukrainian].
14. Ivanov, B.N., Stepanyuk, L.M., Donskoy, N.A., Syomka, V.A., Bondarenko, S.N., Shevela A.Yu. (2017). Types of ore fields of the Central Ukrainian Uranium District and their comparative characteristics. *Geochemistry and Ore Formation.* **38**, pp. 70-79 [in Russian].
15. Komarov, A.N., Cherkashin, L.A. (1991). Rare metallic tectonic and metasomatic zones of the Ukrainian Shield. Kyiv: Nauk. dumka. 180 p. [in Russian].
16. Krupennikov, V.A. (2008). Mantle alkaline fluid-magmatic petrogenesis as the main ore-forming process. *Uran: resursy i proizvodstvo: Tez. vtorogo mezhdunarodnogo simpoziuma (Moskow, 26-28 noyabrya 2008)*. Moskow, pp. 28-31 [in Russian].
17. Kudryavtsev, V.E. (1991). The law of hydrotogenic ore formation in the hypergenesis zone. *Geologiya rudnyih mestorozhdeniy.* No. 6, pp. 89-99 [in Russian].
18. Kushev, V.G. (1972). *Schelochnyie metasomatity dokembriya*. Leningrad: Nedra. 189 p. [in Russian].
19. Mihalchenko, I.I. (2015). Statistical relation between uranium and thorium of ore-bearing albitites Novoalekseevka ore deposit, the Ukrainian shield. *Naukovyi visnyk Natsionalnoho hirnychoho universytetu.* No. 1, pp. 36-41 [in Ukrainian].
20. Mihalchenko, I.I. (2016). Correlation of Uranium and Thorium in Ore Albitites of the Partyzan Deposit, the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ.* **38**. No. 4, pp. 54-65. [in Ukrainian].
21. Mihalchenko, I.I., Andreiev O.V., Zagorodnii, V.V., Zayats, O.V. (2016). Modeling migration of chemical elements during formation of thorium-uranium ore-bearing albitites of the Novooleksiivka oredeposit, Central-Ukrainian uranium ore-bearing district of The Ukrainian Shield. *Geochemistry and Ore Formation.* **37**, pp. 86-99 [in Ukrainian].
22. Mihalchenko, I.I., Andreiev O.V. (2017). Monazites in the Thorium-Uranium Ore-Bearing Albitites of the Novooleksiivka Ore Deposit (the Ukrainiane Shield). *Geochemistry and Ore Formation.* **38**, pp. 32-49 [in Ukrainian].
23. Mihalchenko, I.I. (2014). Estimation of concentration of uranium in albitites of the Novokonstantinovka ore deposit, the Ukrainian Shield. *Exploration and Environmental Geochemistry.* **14-15**. No. 1-2, pp. 61-69 [in Ukrainian].
24. Obrizanov, V.N. Basic features of the geochemistry of Vatutinka uranium deposit and some problems of sodium metasomatites. *Cand. geol.-mineral. sci. dis. Berezovka*, 27 p. [in Russian].
25. Naumov, G.B., Vlasov, B.P., Golubev, V.N., Mironova O.F. (2017). The Schlema-Alberoda five-element uranium deposit, Germany: An example of self-organizing hydrothermal system. *Geologiya rudnyih mestorozhdeniy.* **59**. No. 1, pp. 3-16 [in Russian].
26. Ronenson, B.M., Royzenman, V.M., Ortenberg, N.A. (1976). *Methods for dismembering metamorphic complexes*. Leningrad: Nedra. 191 p. [in Russian].
27. Ryibalov, B.L., Omelyanenko, B.I. (1986). Sources of ore material of endogenous uranium deposits. Moskow: Nauka. 275 p. [in Russian].
28. Stepaniuk, L.M., Bondarenko, S.M., Somka, V.O., Kotvitska, I.M., Andreiev, O.V. (2012). Source of sodium and uranium of uraniferous albitites (on the example of Lokuchaevka deposit of ingul megablock of USh). *Geochemistry and Ore Formation.* **31-32**, pp. 99-104 [in Ukrainian].
29. Shestopalova, O.Ye. (2017). Geochronology of Korsun-Novomyrgorod Pluton. Kyiv. 20 p. [in Ukrainian].
30. Shmuraeva, L.Ya. (1991). Genetic model of the formaition of carbonate alkaline metasomatites in fault zones. *Blagoveschensk.* 24 p. (Preprint/DVO AN SSSR. AmurKNII DVO AN SSSR).[in Russian].

31. Fraley, C., Raftery, A., Scrucca, L. (2012). Mclust Version 4 for R: Normal Mixture Modeling for Model-Based Clustering, Classification, and Density Estimation. Technical Report 597. Department of Statistics. University of Washington. 57 p.
32. Mihalchenko, I.I., Shumlyansky, L.V., Soesoo, A. (2016). Rare earth elements in Th-U-bearing albitites of the Novo-oleksiivka occurrence, the Ukrainian Shield. *Problemi teoretichnoyi i prikladnoyi mineralogiyi, geologiyi, metalogeniyi gornichovidobuvnih regioniv*. Kriviy Rig, pp. 34-38.
33. Shumlyansky, L., Mitrokhin, O., Billstrom, K., Ernst, R., Vishnevska, E., Tsybal, S., Cuney, M., Soesoo, A. (2015). The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield. *GFF*. XX. No. X, pp. 1-17.

Mihalchenko I.I.

State institution «Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine»

Larikov A.L., Zaiats O.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Science of Ukraine

The Geochemical Aspects of the Origin of Ore-Bearing Albitites of the Novokonstantinovka Uranium Deposit

According to the results of the study, it was confirmed that a sampling of values of measurements of decimal logarithms of uranium mass fractions in Precambrian albitites of the Novokostyantynovsky deposit of the Central Ukrainian Uranium Region of Ukrainian Shield is statistically inhomogeneous and consists of four groups, which estimated medians of uranium mass fractions are much higher than the geochemical background of uranium of the initial granite. The sampling of decimal logarithms of measured values of thorium mass fraction (without taking into account the values of the fourth group on the value of uranium measurements) is statistically homogeneous with the estimation of the sample median, which is close to the geochemical background of this chemical element of the initial granite. It appears that the variation in the measured values of thorium mass fraction is a consequence of thorium local redistribution from original granite in the process of albitites formation. The high values of measured thorium mass fraction and the high correlation between uranium and thorium in the fourth group (the intersection of rich ores on the deep horizon) are the basis for confirming the co-occurrence and concentration of these elements in common minerals in the deep (high-temperature) part of the pneumatolithic and hydrothermal column. It is assumed that change of oxidation degree of U in the ore-bearing fluids of uranium sodium metasomatites with U^{4+} (in high-temperature ($>350\text{ }^{\circ}\text{C}$) conditions) on U^{6+} (at medium to low temperature ($<250\text{ }^{\circ}\text{C}$) conditions) is possible. This substantiates the endogenous origin of ore-bearing fluids in uranium-bearing sodium metasomatites formation. It is suggested to consider the deep magmatic cell, the magmatic differentiates of which were formed Korsun-Novomirgorod anorthosite - rapacivi granite pluton, in particular, pneumatolithic and hydrothermal - formation of uranium (ore-bearing) sodium metasomatites, as the probable source of fluids.

Keywords: uranium, thorium, classification, ore, albitites, genesis, Novokostyantynovska uranium deposit.

Михальченко І.І.

Государственное учреждение «Институт геохимии окружающей среды Национальной академии наук Украины»

Лариков А.Л., Заяц О.В.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины

Геохимические аспекты генезиса рудоносных альбититов Новокосянтиновского уранового месторождения

В результате проведенного исследования подтверждено, что выборка десятичных логарифмов значений измерений массовой доли урана в докембрийских альбититах Новокосянтиновского уранового месторождения статистически неоднородна, и состоит из четырех классов, а рассчитанные оценки медиан в этих классах значительно выше геохимического фона исходных гранитов Новоукраинского массива. Выборка десятичных логарифмов значений измерения массовой доли тория (за исключением значений четвертой группы, которая была выделена при статистической обработке значений измерения массовой доли урана), статистически однородна, с оценкой медианы, которая близка к оценке геохимического фона тория исходного гранита. Сделано предположение, что вариация значений измерений массовой доли тория в альбититах обусловлена локальным перераспределением атомов элемента в процессе пневматолитово-гидротермальных преобразований исходного гранита. Высокие значения измерений массовых долей урана и тория в четвертой группе (пересечение богатой руды в глубинной части разреза) свидетельствует о совместном привносе и осаждении радиоактивных элементов с образованием торий-урановых минералов в нижней части пневматолитово-гидротермальной колонны. Приведены геохимические и минералогические признаки изменения степени окисления урана в рудоносном флюиде с U^{4+} (высокотемпературные условия ($>350\text{ }^{\circ}\text{C}$) на U^{6+} на (средне-низкотемпературные условия ($<250\text{ }^{\circ}\text{C}$)).

Ключевые слова: уран, торий, классификация, руда, альбитит, генезис, Новокосянтиновское месторождение.

Надійшла 21.07.2018