

## ДО ПИТАННЯ ПРО МОЖЛИВІСТЬ ВИЗНАЧЕННЯ СТАДІЙНОСТІ ФОРМУВАННЯ АКЦЕСОРНИХ МІНЕРАЛІВ МАГМАТОГЕННО-ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ УТВОРЕНЬ ЗАСОБАМИ ГЕОХІМІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

---

*Розглянуто геохімічне моделювання мікроелементного складу акцесорних мінералів (циркону та флюориту), які сформувалися в результаті взаємодії гідротермального рудоутворювального флюїду з вмісними породами для встановлення стадійності їх утворення. Ефективність використання запропонованого підходу продемонстровано на прикладі дослідження домішкового складу поодиноких зерен циркону ( $n = 554$ ) і флюориту ( $n = 394$ ) з провідних мінеральних типів метасоматитів Суцано-Пержанської зони та гранітоїдів Коростенського плутону (Український щит).*

---

**Вступ.** Увагу дослідників дедалі частіше привертають акцесорні мінерали, що, як відомо, здатні контролювати поведінку рідкісних елементів у процесах петрогенезу. Їх здатність вибірково концентрувати елементи-домішки не лише під впливом кристалохімічних факторів, а й залежно від фізико-хімічних умов кристалізації визначає можливість реставрування умов мінералоутворення [1, 2 та ін.]. Саме це і зумовлює актуальність використання геохімічних особливостей акцесорних мінералів для дослідження магматогенно-гідротермальних утворень і стадій їх формування, які, як відомо, характеризуються різними умовами мінералогенезу. Метою роботи є апробація такого підходу на прикладі рудоносних метасоматитів Суцано-Пержанської зони (СПЗ), які характеризуються складною і досі дискусійною історією формування, просторово асоціюють із гранітоїдами Коростенського плутону (КП) та, як продемонстровано у попередніх роботах авторів [3–8 та ін.], генетично пов'язані з магматогенно-гідротермальною системою останніх.

**Методика досліджень.** Процес одержання первинних мінерало-геохімічних даних проходив у два етапи [9–11].

1. Підготовка та вивчення репрезентативних мінерало-геохімічних проб із застосуванням магнітогідростатичної та фотолюмінесцентної сепарації, а також сучасних інструментальних діагностичних засобів (електронно-зондовий мікроаналіз, люмінесцентна мікроскопія, рентгенофлуоресцентний (XRF) та рентгеноструктурний (XRD) аналізи), що забезпечило: мінімальні втрати під час виділення мономінеральних фракцій акцесорних мінералів; надійну діагностику фаз; попередню типізацію індивідів за фотолюмінесцентними і морфологічними ознаками;

вдбір репрезентативних статистичних вибірок зерен і мінімізацію зараження домішками, що заважають елементному аналізу.

2. Кількісне визначення концентрацій головних індикаторних елементів-домішок (Y, Sr, Th, U, Pb тощо) в поодиноких зернах циркону ( $n = 554$ ) та флюориту ( $n = 394$ ) проводили за допомогою спеціалізованого варіанта енергодисперсійного рентгенофлуоресцентного методу [6] (milliprobe/single grain X-ray fluorescence analysis: XRF-MP/SG).

Комплект первинних даних інтерпретували за такою схемою: 1) геохімічна типізація досліджених індивідів; 2) моделювання домішкового складу циркону та флюориту, що утворилися в результаті функціонування рудогенерувальної магматогенно-гідротермальної системи гранітоїдів КП; 3) зіставлення складу реальних мінералів із метасоматитів СПЗ та модельних композицій кожного з них; 4) визначення стадійності утворення циркону та флюориту за спостереженням їх розташування у модельних полях.

Таким чином, як і в попередніх роботах авторів [3–8 та ін.], як головний засіб інтерпретації використовували метод геохімічного моделювання.

**Вихідні дані для моделювання** складу названих вище акцесорних мінералів з рудоносних гідротермально-метасоматичних утворень СПЗ [4, 5] надала геохімічна модель формування гранітоїдної серії КП [12, 13]. Провідним механізмом магматичної еволюції у побудованій моделі вважали фракційну кристалізацію гранітоїдного розплаву в глибинній магматичній камері. Використано також: 1) дані щодо розподілу петрогенних елементів та мікроелементів у серії гранітоїдів КП; 2) експериментальні дані [14–16] щодо розчинності апатиту, циркону, монациту та  $H_2O$  в розплавах; 3) температурну залежність [12, 13] розподілу Y між парагенними апатитом і цирконом. Поведінка мікроелементів залежно від  $f$  (масової частки залишкового розплаву) апроксимована рівняннями релеєвського типу:

$$C = C_0 \cdot f^{(D-1)}, \quad (1)$$

де  $C$  — концентрація елемента в залишковому розплаві;  $C_0$  — початкова концентрація елемента в первинному розплаві;  $D$  — ефективний комбінований коефіцієнт розподілу елемента ( $D = C^S / C^L$ , де  $C^S$  та  $C^L$  — концентрації елемента в твердій фазі та розплаві відповідно), поведінки мікроелементів; ефективні значення їх комбінованих коефіцієнтів розподілу кристалізація/розплав до ( $f > f_{inv}$ ) та після ( $f < f_{inv}$ ) інверсії —  $D_i$  та  $D_i^*$  відповідно.

**Моделювання магматогенно-гідротермальної системи** та її продуктів передбачало розрахунок коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав для мікроелементів [3–5]:

$$K_i^{F/L} = \frac{D_i^* C_i^L (f - 1) + D_i (C_i^L - f C_i^{L*})}{f (C_i^L - C_i^{L*}) + D_i C_i^{L*} (f - 1) + D_i C_i^{L*} (1 - f)}, \quad (2)$$

де  $K_i^{F/L} = C_i^F / C_i^{L*}$  — вміст елемента у флюїді;  $C_i^{L*}$  — його концентрації у залишковому розплаві, згідно з модельними рівняннями для  $f > f_{inv}$  та  $f < f_{inv}$  відповідно;  $K_i^{F/L} = D_i$  при  $D_i^* = D_i$ .

Для петрогенних елементів прийняті експериментальні значення  $K_i^{F/L}$  [17]. Для мікроелементів

$$C_i^F = K_i^{F/L} \cdot C_i^{L*}. \quad (3)$$

**Загальна схема моделювання складу акцесорних мінералів із метасоматитів** включає два етапи: моделювання складу мінералів окремо з високо- та низькотемпературних метасоматитів. У такий спосіб було обмежено модельне поле складу того або іншого мінералу, що утворився в результаті функціонування магматогенно-гідротермальної системи, для якої створювали модель. На пер-

шому етапі (під час моделювання мінералів з високотемпературних метасоматитів) було прийнято, що флюїд був насичений відносно мінералоутворювальних компонентів уже з початку свого відокремлення від залишкового розплаву магматичної системи. Модельну оцінку концентрацій елементів, вибраних для модельних побудов, у цьому випадку, дає вираз

$$C_i^N = D_i^{N/F} \cdot C_i^F, \quad (4)$$

де  $C_i^N$  — концентрація елемента  $i$  в мінералі  $N$ ;  $D_i^{N/F}$  — його коефіцієнт розподілу мінерал/флюїд. Останній, у свою чергу, орієнтовно можна оцінити виходячи з модельних значень  $K_i^{F/L}$ , що закономірно варіюють, згідно з виразом (2), та середніх значень коефіцієнта розподілу мінерал/розплав ( $D_i^{N/L}$ ), який оцінювали в кожному випадку окремо:

$$D_i^{N/F} = D_i^{N/L} / K_i^{F/L} = (C_i^N / C_i^{L^*}) / (C_i^F / C_i^{L^*}) = C_i^N / C_i^F. \quad (5)$$

На другому етапі моделювання домішкового складу акцесорних мінералів було прийнято, що низькотемпературні метасоматити є результатом повного осадження елементів, екстрагованих флюїдом з розплаву. За умови, що мінерал, склад якого моделюється, є єдиним мінералом-концентратором головних мінералоутворювальних компонентів, спершу, користуючись відомими схемами ізоморфізму, слід визначити, які компоненти модельного флюїду можуть увійти до структури цього мінералу і на які катіонні й аніонні позиції. Далі послідовно розраховуємо: атомні кількості кожного з елементів катіонної частини мінералу та атомні співвідношення у межах кожної катіонної позиції ( $X_i = A_i / \sum_{i=1}^n A_i$ , де  $X_i$  — атомна частка елемента у складі катіонної частини;  $A_i$  —

атомна кількість елемента;  $n$  — кількість елементів, що входять до розглядуваної катіонної позиції). Одержані значення для катіонів та стехіометричні коефіцієнти елементів аніонної частини за ідеалізованою формулою мінералу множимо на їх атомні маси та розраховуємо масові частки кожного елемента в мінералі. Від масових часток переходимо до масових концентрацій в необхідних одиницях.

Потребує додаткового пояснення принцип оцінки пропорцій розподілу  $Y$  між кількома акцесорними фазами СПЗ, до складу яких він входить, а саме: монацитом ( $LREE, Y, Th_n, Ca_n$ )  $[PO_4]$  ( $Mnz$ ), цирконом ( $Zr, Hf, Y$ )  $[(Si_{(1-n)}, P_n)O_4]$  ( $Zrn$ ) та флюоритом ( $Ca, Sr, Y_n$ )  $F_{(2+n)}$  ( $Fl$ ). Кристалохімічно обумовлену здатність мінералу до накопичення  $Y$  визначає відносна різниця між іонними радіусами катіона, що заміщується ( $R_k$ ), і катіона-домішки ( $R_i$ ) [18–20] (використані значення іонних радіусів Р.Д. Шеннона в координації заміщованого катіона [21]). Ця величина, згідно з процитованими публікаціями, може бути схарактеризована

як:  $\Delta R_i'' = 100 - |\Delta R_i'|$ , де  $\Delta R_i' = 100\Delta R_i / R_k$ ,  $\Delta R_i = R_k - R_i$ . Таким чином, концентрацію  $Y$  у модельному флюїді, яка увійде до складу мінералу  $N$  ( $C_{Y(N)}^F$ ) за умови, що  $Y$  входить також до складу мінералів  $M$  та  $X$ , можна визначити, користуючись виразом:  $C_{Y(N)}^F = \frac{\Delta R_Y''(N)}{\Delta R_Y''(N) + \Delta R_Y''(M) + \Delta R_Y''(X)} C_Y^F$ , де  $C_Y^F$  — концентрація елемента  $i$  у флюїді.

**Мікроелементний склад циркону** ( $Zr, Hf, Y$ )  $[(Si, P)O_4]$  розраховували за наведеною вище схемою на прикладі головних елементів-домішок циркону — Hf

та Y, які входять до складу мінералу за такими ізоморфними схемами:  $Hf^{4+} \rightarrow Zr^{4+}$ ;  $Y^{3+} + P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$ . Через аналітичні обмеження концентрацію Hf під час побудови моделі магматичної системи не визначали [7, 12, 19 та ін.], тому вміст цього елемента у флюїді оцінювали за варіантом виразу (3):

$$C_{Hf}^F = K_{Hf}^{F/L} \cdot C_{Hf}^{L*} = K_{Zr}^{F/L} \cdot C_{Zr}^{L*} / K_{Zr/Hf}^{Zm} = C_{Zr}^F / K_{Zr/Hf}^{Zm}, \quad (6)$$

де  $K_{Zr/Hf}^{Zm}$  — відношення Zr/Hf у модальному цирконі гранітоїдів відповідного етапу розвитку магматичної системи. У ньому з урахуванням близьких властивостей Hf і Zr та встановленої монотонної поведінки останнього протягом магматичної еволюції [12], а також беручи до уваги вираз (2) було прийнято:  $D_{Hf}^{S/L*} = D_{Hf}^{S/L} = D_{Zr}^{S/L*} = D_{Zr}^{S/L} = K_{Zr}^{F/L} = K_{Hf}^{F/L}$ .

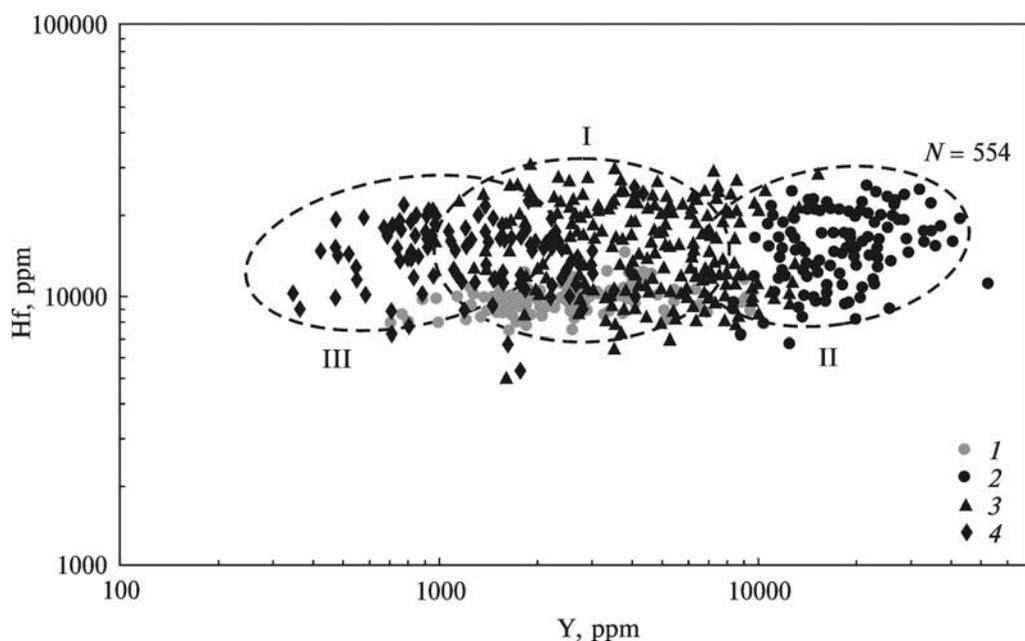
Оскільки початкова температура флюїду була наближена до  $T_{model}$  [12], у виразі (6) для розрахунку складу модельних цирконів з високотемпературних метасоматитів раціонально прийняти  $K_{Zr/Hf}^{Zm} = 40$ , що відповідає середньому з репрезентативної вибірки аналізів мікрокристалів циркону ( $n = 114$ ) з гранітоїдів КП [12, 13] та узгоджується з оцінками для верхньої континентальної земної кори [22]. У низькотемпературних умовах для виразу (6) припустимо, що  $K_{Zr/Hf}^{Zm} = 21$  (середнє для цирконів з аляскітів [23]).

У виразі (5) для випадку циркону використано незалежно визначені [21, 24] для умов, які близькі модельним ( $D_{Hf}^{Zm/L} = 2525, D_Y^{Zm/L} = 38$ ), коефіцієнти розподілу циркон/флюїд ( $D_i^{Zm/L}$ ).

**Методика розрахунку складу флюориту**  $(Ca, Y_n, Sr)F_{2+n}$  не відрізнялась від наведеної вище загальної методики. Для флюориту були прийняті такі схеми ізоморфного входження домішок:  $Sr^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$  та  $Y^{3+} + F^{-} \rightarrow Ca^{2+}$ . Значення коефіцієнта розподілу флюорит/флюїд ( $D_i^{F/F}$ ) за відсутності експериментальних даних оцінено виходячи з результатів дослідження флюориту з типової (опорної) проби гранітів КП за виразом:  $D_L^{F/F} = C_i^{F/L} / C_i^{Rock}$ , де  $C_i^{F/L}$  — концентрація елемента  $i$  (Sr, Y) у найранішому за часом утворення модальному флюориті;  $C_i^{Rock}$  — валова концентрація елемента  $i$  у пробі, з якої вилучено досліджений монацит.

На відміну від несумісного Y, Sr у процесі магматичної еволюції гранітоїдних комплексів є сумісним елементом, тому за найраніші серед досліджених у гранітах кристали флюориту взято ті індивіди мінералу, де спостерігаються максимальні концентрації Sr та мінімальні Y. За найпізніші за часом кристалізації зерна взято такі, де виявлено максимальні концентрації Y та мінімальні Sr. Оскільки кристалізація гранітного розплаву в об'ємі, який відповідає дослідженій для гранітів КП пробі, в головних рисах, зокрема за температурним режимом, повторює процес кристалізаційної диференціації усєї магматичної системи цього комплексу, а проба, в якій досліджували флюорит, за значенням  $f$  майже відповідає початку відокремлення флюїду, величину для значень  $f = 0,12$  та  $f = 0,02$  оцінено відповідно за вмістом Sr та Y в ранніх та пізніх кристалах з дослідженої вибірки. Також прийнято, що в процесі відокремлення флюїду значення  $D_i^{F/F}$  монотонно змінюється в одержаних межах.

**Одержані результати та їх обговорення.** Для цирконів ( $N = 554$ ) і флюоритів ( $N = 394$ ) з головних мінеральних типів метасоматитів СПЗ (пержанські гра-

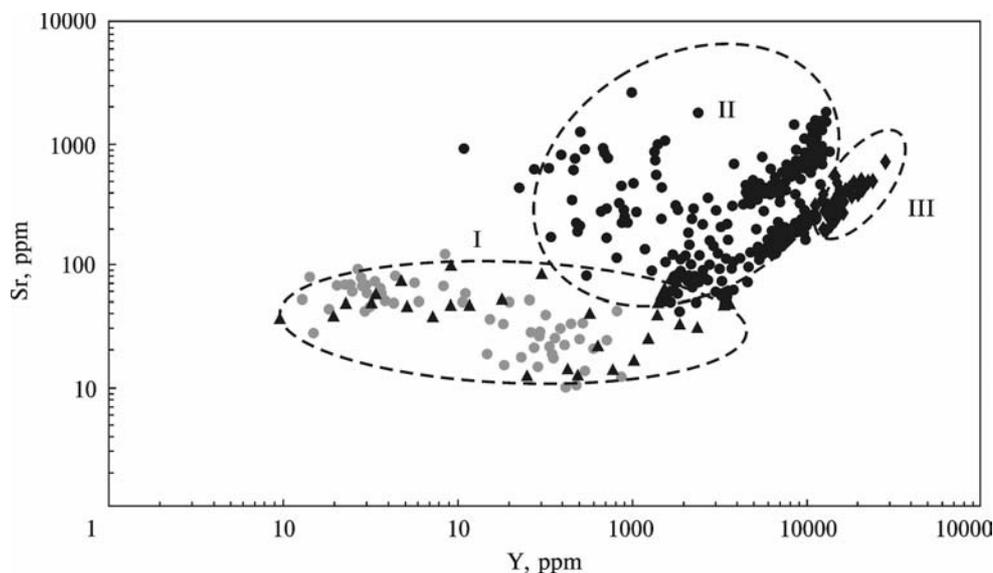


**Рис. 1.** Узагальнена геохімічна типізація вивчених цирконів у координатах Hf–Y: 1 – з гранітоїдів КП; 2–4 – з метасоматитів СПЗ. Римські цифри – композиційні поля складу цирконів відповідних геохімічних типів

ніти, кварц-польовошпатові та сидерофілітові метасоматити) було одержано блок даних з розподілу Y, U, Th, Hf і Pb та Sr і Y відповідно. Обидва мінерали у складі метасоматично змінених порід СПЗ досить поширені і спостерігаються в кожному з розглянутих мінеральних типів метасоматитів у значних концентраціях. Винятком є лише не зовсім типові за багатьма ознаками, зокрема за мінеральним складом, альбітити-II, віднесені авторами роботи до окремого ряду [3–8].

Принцип геохімічної типізації зерен докладно розглянуто у попередніх роботах [3–8]. Зауважимо, що і у випадку циркону, і у випадку флюориту в межах кожної проби спостерігаються індивіди різного домішкового складу (2–3 різновиди), що, ймовірно, утворилися на різних етапах мінералоутворення. Результати узагальнення даних стосовно різних мінеральних типів метасоматитів (рис. 1, 2) дають змогу виділити для кожного з мінералів три окремі геохімічні типи, які характеризують різні етапи формування СПЗ. Найкраща дискримінація виділених типів встановлена в таких координатах: Hf–Y, U–Y, Th–Y та [Y·Hf]–[Th·U] для циркону та Sr–Y для флюориту.

Не зупиняючись на деталях, оскільки вони ґрунтовно висвітлені попередніми роботами [6–8], відзначимо, що виокремлений за співвідношеннями всіх досліджених елементів-домішок другий геохімічний тип циркону та флюориту, який загалом переважає у складі метасоматитів СПЗ у кількісному відношенні, за одержаними віковими оцінками методом "загального свинцю" [25] ( $1660 \pm 60$  млн років) відповідає існуючим ізотопним оцінкам віку формування СПЗ ( $1760 \pm 5$  млн років [26]), що дає змогу вважати його синпетрогенним, тобто таким, що відповідає головному етапу формування метасоматитів. Крім того, оцінки віку метасоматитів СПЗ демонструють лише незначне "запізнення" головного етапу їх формування відносно гранітоїдів КП ( $1770 \pm 30$  млн років за нашою оцінкою та  $1770 \pm 15$  млн років за ізотопними даними [26]), що можна розглядати як ознаку можливого генетичного зв'язку цих утворень.

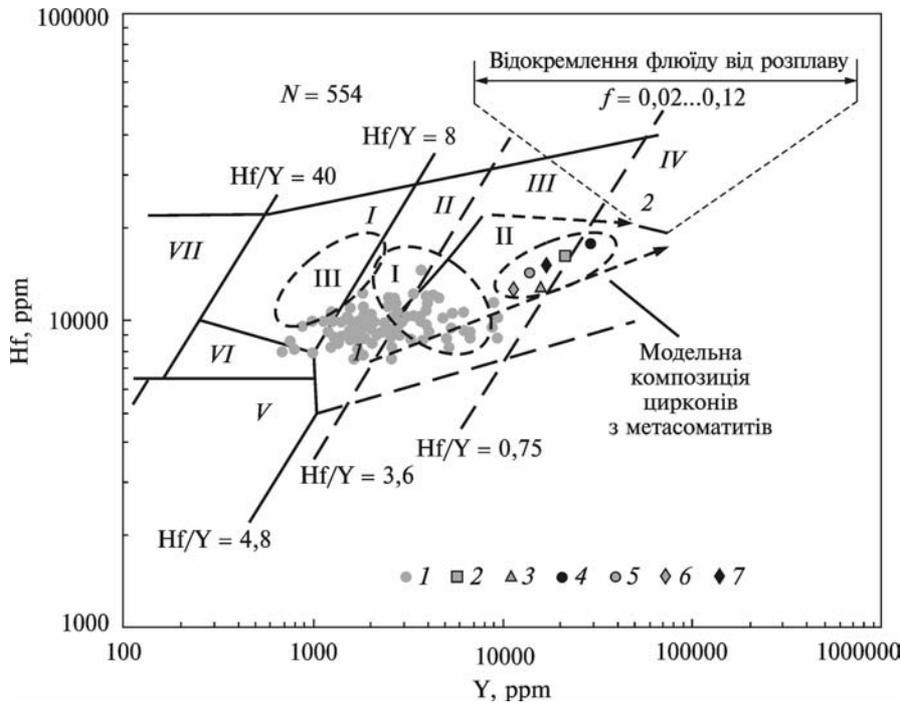


**Рис. 2.** Узагальнена геохімічна типізація вивчених флюоритів з метасоматитів СПЗ у координатах Sr–Y.  
Римські цифри – композиційні поля складу флюоритів відповідних геохімічних типів. Решту умовних позначень див. на рис. 1

Виходячи з гіпотези про генетичний зв'язок КП і гідротермально-метасоматичних утворень СПЗ, яка просторово тісно з ним асоціює, результати моделювання було порівняно з модальним складом мінералів, вилучених з рудноносних метасоматитів СПЗ. Зміна модельних концентрацій Hf і Y у цирконах та Sr і Y у флюоритах високо- [MST(1)] та низькотемпературних [MST(2)] метасоматитів репрезентована на рис. 3 і 4 у вигляді кривих 1, 2 та допоміжних ліній, що з'єднують початкові ( $f = 0,12$ ) та кінцеві ( $f = 0,02$ ) їх точки. Модель-не поле обмежує у відповідних координатах модельну композиційну зону мінералів, генерованих магматогенно-гідротермальною системою гранітоїдів КП. Як видно з рис. 3, 4, модальний склад зерен, віднесених до II геохімічного типу, відповідає розрахованим модельним зонам, на відміну від зерен, віднесених до інших геохімічних типів (I і III), що підтверджує висунуту раніше гіпотезу.

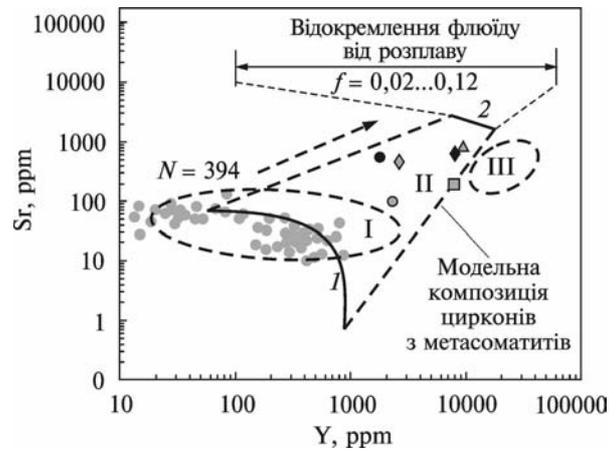
Завдяки геохімічній типізації встановлено, що метасоматичні утворення СПЗ сформувалися внаслідок багатоетапного процесу, ймовірно, в умовах геологічної різноманітності їх джерел, а також виділено зерна, що утворилися в межах головного ("рудного") етапу, пов'язаного з функціонуванням магматогенно-гідротермальної системи КП. Тому можна перейти до визначення стадійності утворення мінералів у межах згаданого етапу. Для цього використано такий штучний засіб: модельні композиційні поля кожного з мінералів розглянуто як умовні координати, де за одну вісь взято лінію 1, що відповідає складу високотемпературних мінералів з метасоматитів (для кожної точки на цій лінії відомо значення  $f$ ), а за іншу вісь – лінію, що з'єднує лінії 1 і 2 (рис. 5). Умовною одиницею при цьому є  $0,1 \Delta Y$ , де  $\Delta Y$  – різниця між концентраціями Y, що задані кривими 1 і 2 для кожного значення  $f$ .

Обидва мінерали (циркон і флюорит) наявні в кожному з вивчених мінеральних різновидів метасоматитів, крім того, у складі кожного домішкою є Y, тому зіставлення значень  $f$  та  $0,1 \Delta Y$  (рис. 6) надає можливість обрати чотири ймовірні парагенні пари.

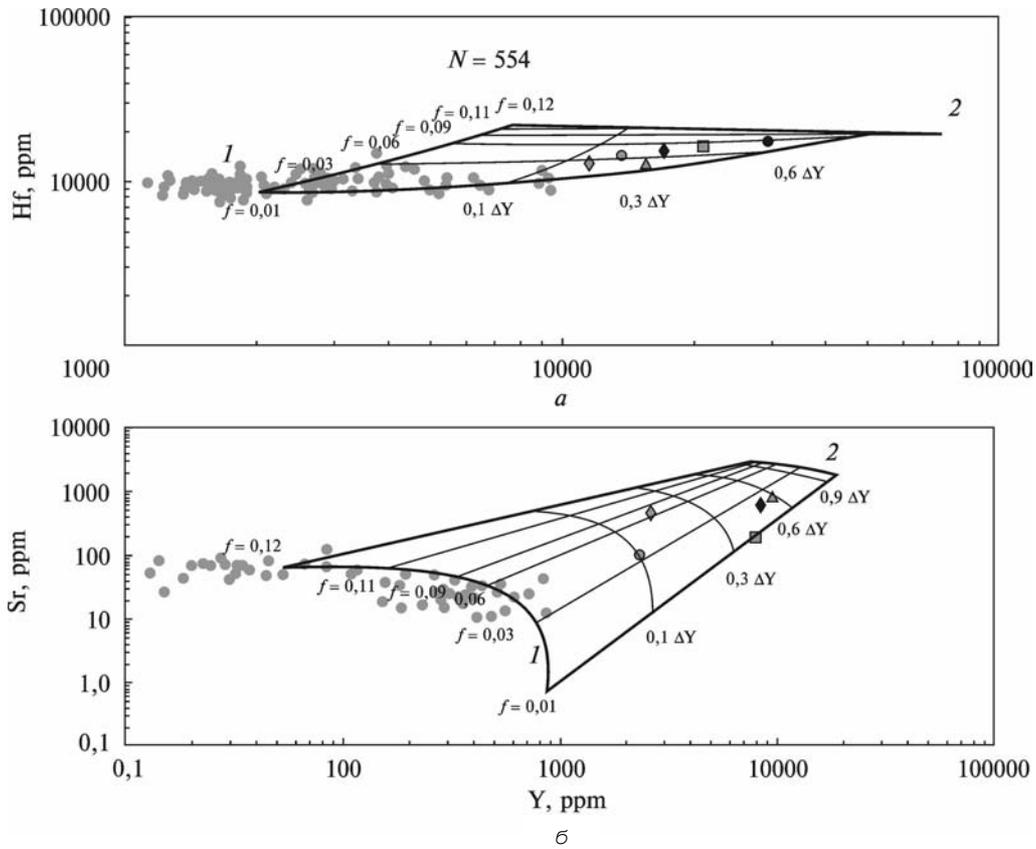


**Рис. 3.** Зіставлення модельного домішкового складу цирконів із середніми композиціями реальних цирконів, віднесених до II геохімічного типу:

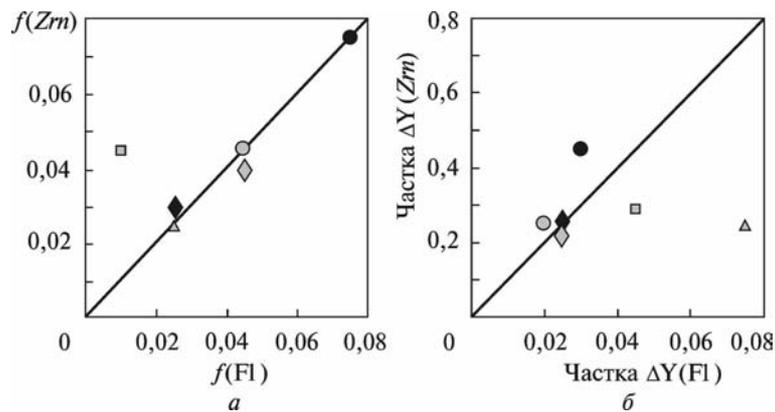
1 – з гранітоїдів КП; 2–7 – відповідно “пержанських гранітів” першого і другого підтипів, кварц-польовошпатових, польовошпатових, слюдисто-польовошпатових та сидерофілітових метасоматитів; лінії 1 і 2 – графіки зміни складу мінералів з  $MST(1)$  та  $MST(2)$  відповідно. Поля складу цирконів [27]: I – з ультраосновних, основних та безкварцових середніх порід; II – кварцвмісних порід середнього та помірнокремнекислого складу; III – гранітів підвищеної кремнекислотності та їх гідротермально змінених різновидів; IV – грейзенів; V – карбонатитів; VI – лужних порід, фенітів і карбонатитів; VII – з кімберлітів; N – кількість вивчених зразків. Стрілками показано напрямки зниження температури формування метасоматитів. Овалами обмежені композиційні поля цирконів I та III геохімічних типів



**Рис. 4.** Зіставлення модельного домішкового складу флюоритів з середніми композиціями реальних флюоритів (II геохімічний тип) з метасоматитів СПЗ в координатах Sr–Y. Умовні позначення та інші пояснення див. на рис. 3



**Рис. 5.** Розташування в умовних координатах модельного композиційного поля  $[f]$  –  $[\text{частка } \Delta Y]$  середніх композицій модального циркону та флюориту другого (синпетрогенного) геохімічного типу:  
 а – для циркону; б – для флюориту. Умовні позначення див. на рис. 3



**Рис. 6.** Зіставлення значень  $f$  (а) та частки  $\Delta Y$  (б), які відповідають середнім модальним композиціям циркону та флюориту другого типу з одного і того самого мінерального різновиду метасоматитів.

Великі позначки відповідають парам мінералів, які розглянуто як парагенні. Умовні позначення див. на рис. 3

**Висновки.** 1. Одержано додаткові дані, що засвідчують генетичний зв'язок рудоносних утворень Суцано-Пержанської зони з гранітоїдами Коростенського плутону, який був встановлений раніше [3–8].

2. Показано складний характер стадійності формування метасоматитів, яку, можливо, треба розглядати у двокоординатній системі: стадія відокремлення магматогенного флюїду – стадія формування мінерального типу метасоматитів (див. рис. 5).

3. Узгодження розміщення акцесорних мінералів, що асоціюють (у цьому випадку циркону та флюориту) в "двокоординатній" системі, створє передумови розгляду відповідних зразків як парагенетичної асоціації та подальшого використання розподілу мікроелементів між ними для індикації умов мінералоутворення відповідної стадії процесу.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Чебуркин А.К. Элементы-примеси в сквозных сосуществующих акцесорных минералах – критерий оценки условий формирования метасоматитов (принципы интерпретации минералого-геохимических данных, метод аналитических исследований). – Киев, 1988. – 50 с. – (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 88-45).
2. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Геохимия "сквозных" сосуществующих акцесорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов // Геол. журн. – 1989. – 49, № 2. – С. 107–114.
3. Шнюков С.Е., Лазарева І.І. Геохімічне моделювання в дослідженні генетичного зв'язку магматичних комплексів та просторово асоціюючих з ними гідротермально-метасоматичних рудних родовищ // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – № 1/2. – С. 128–143.
4. Шнюков С.Е., Лазарева І.І. Наскрізна акцесорно-мінералогічна асоціація метасоматитів Суцано-Пержанської зони (Український щит): співставлення результатів геохімічного моделювання та модального складу // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2003. – Вип. 25. – С. 56–59.
5. Шнюков С.Е., Лазарева І.І. Модельна оцінка мікроелементного складу акцесорних мінералів метасоматитів, пов'язаних з магматичними комплексами // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2004. – № 2. – С. 116–122.
6. Лазарева І.І., Шнюков С.Е., Андреев О.В. та ін. Геохімічне дослідження акцесорних мінералів метасоматитів як засіб встановлення їх генетичного зв'язку з магматичними комплексами (на прикладі рудоносних утворень Суцано-Пержанської зони та гранітоїдів Коростенського плутону) // Там само. – 2005. – № 1. – С. 137–144.
7. Лазарева І.І., Шнюков С.Е., Андреев О.В., Морозенко В.Р. Елементи-домішки цирконів, монацитів, флюоритів з метасоматитів Суцано-Пержанської зони (північно-західна частина Українського щита) // Геохімія та рудоутворення. – 2006. – № 24. – С. 95–102.
8. Лазарева І.І., Шнюков С.Е. Встановлення етапів формування рідкіснометального зруденіння за результатами геохімічного моделювання поведінки полівалентного церію при формуванні магматичних і магматогенних систем // Зб. наук. праць. – К.: УкрДГРІ, 2008 – С. 279–287.
9. Лазарева І.І., Шнюков С.Е., Андреев О.В. та ін. Методика мінералого-геохімічного дослідження метасоматитів Суцано-Пержанської зони (Український щит): Матеріали наук. конф. профес.-виклад. складу геол. ф-ту (13–14 травня 1999 р.) – К.: Геол. ін-т Київ. ун-ту, 1999. – С. 17–18.
10. Шнюков С.Е., Андреев О.В., Савенок С.П., Лазарева І.І. Перспективні науково-дослідні та прогнозно-пошукові технології регіональних геохімічних досліджень // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2005. – № 1. – С. 128–134.
11. Шнюков С.Е., Андреев О.В., Савенок С.П. та ін. Перспективні науково-дослідні, прогнозно-пошукові та еколого-геохімічні технології, які базуються на оптимальному комплексі сучасних інструментальних аналітичних методів // Геологія і генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення): Матеріали наук.-техн. наради (27–29 квітня 2004 р.). – К.: Департамент Держ. геол. служби Держ. ком-ту природ. ресурсів України. – К.: УкрДГРІ, 2004. – С. 178–180.

12. Шнюков С.Є. Наскрізні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2001. – № 1/2. – С. 41–53.
13. Шнюков С.Є. Геохімічні моделі еволюції магматических систем і земної кори: потенціальний джерело петрофізическої і рудогенетическої інформації // Геофіз. журн. – 2002. – **24**, № 6. – С. 201–219.
14. Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. et Cosmochim. A.* – 1984. – **48**, N 7. – P. 1467–147.
15. Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // *Chem. Geology.* – 1993. – **110**.–P. 127–145.
16. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1983. – **64**. – P. 295–304.
17. Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б. Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав–флюид // *Очерки физико–химической петрологии (экспериментальное исследование проблем магматизма)*. – М.: Наука, 1985. – С. 120–135.
18. Урусов В. С. Теоретическая кристаллохимия. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 275 с.
19. Шнюков С.Є. Геохімія елементів–домішок в найбільш розповсюджених акцесорних мінералах: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук: 19.11.03.– К., 2003. – 35 с.
20. Шнюков С.Є. Распределение иттрия в апатит–цирконовых парагенезисах: зависимость от температуры и возможность ее использования в геохимическом моделировании магматических процессов // *Кристаллогенез и минералогия (памяти проф. Г.Г. Леммлейна): Материалы междунар. конф. (Санкт–Петербург, Россия, 17–21 сент. 2001 г.)*. – СПб., 2001. – С. 352.
21. Хендерсон П. Неорганическая геохимия / Пер. с англ. Д.В. Гричука.– М.: Мир, 1985. – 339 с.
22. Тейлор С.Р., Мак–Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция / Пер. с англ. Р.Н. Соболева. – М.: Мир, 1988. – 379 с.
23. Багдасаров Э.А. Индикаторное значение Zr/Hf отношения цирконов // *Типоморфизм, синтез и использование циркона*. – Киев: Наук. думка, 1989. – С. 59–64.
24. Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Zircon inclusions in corundum megacrysts I: Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in basalts // *Geochim. et Cosmochim. A.* – 1996. – **60**. – P. 2347–2363.
25. Андреев А.В. Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях // *Геол. журн.* – 1992. – № 6. – С. 125–130.
26. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1989. – 144 с.
27. Шнюков С.Є. Геохимическая классификация цирконов и апатитов из различных типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития // *Геол. журн.* – 2003. – № 1. – С. 99–103.

Надійшла 13.05.2008

*I.I. Lazareva, S.E. Shnyukov, O.A. Khlon*

ABOUT THE CAPABILITY OF GEOCHEMICAL  
MODELING TOOLS FOR DETERMINATION OF ACCESSORY MINERALS  
MULTISTAGE FORMATION IN MAGMATIC–HYDROTHERMAL DEPOSITS

Geochemical modeling as a tool for estimation of model trace element composition of accessory minerals produced by magmatic–hydrothermal ore–forming system as well as its application to multistage history of metasomatites study were considered. The obtained results of single–grain geochemical study of large zircon (n = 554) and fluorite (n = 394) populations from metasomatites of the Perga area and neighbouring Korosten pluton granitoids (Ukrainian Shield) confirm the availability of the proposed approach.