УДК 550.4



# ОЦІНКА РУДОГЕНЕРУЮЧОГО ПОТЕНЦІАЛУ МАГМАТОГЕННО-ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ СИСТЕМ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ГЕОХІМІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

***С.Є. Шнюков, І.І. Лазарєва, О.А. Хлонь, Д.Ф. Марченков***
*Київський національний університет імені Тараса Шевченка*
*вул. Володимирська, 55, Київ, Україна*
*E-mail: den_mdf@ukr.net*

Розглянуто можливості геохімічного моделювання процесу відокремлення рудоносного водного флюїду від розплаву. Запропоновані процедури дозволяють розрахувати коефіцієнти розподілу флюїд/розплав для мікроелементів, їх вміст у флюїді та його сумарний поелементний ресурс. Застосування запропонованого підходу до геохімічного моделювання реальної рудогенеруючої магматогенно-гідротермальної системи гранітоїдів Коростенського плутону та гідротермально-метасоматичних утворень, що просторово асоціюють з ним (Сущано-Пержанська зона), підтвердило його ефективність.

**Вступ.** Як найважливіші задачі геохімічного моделювання процесів формування магматичних серій та пов'язаних з ними магматогенно-гідротермальних систем раціонально розглядати такі [10, 11 тощо]:

1 – визначення провідного механізму формування серій магматичних порід (фракціонна кристалізація, часткове плавлення тощо);

2 – встановлення поведінки петрогенних та мікроелементів у процесі магматичної еволюції;

3 – оцінка фізико-хімічних умов формування та функціонування магматичних систем;

4 – оцінка їх спроможності генерувати рудоносні флюїди та формувати відповідні гідротермально-метасоматичні рудні родовища;

5 – незалежна контрольна перевірка результатів моделювання.

Теоретичні засади та методологія вирішення задач типу 1 та 2 достатньо повно розроблені в роботах [4, 5, 15–17, 19, 22, 23 тощо] та широко використовуються в дослідженні магматичних комплексів. Органічним доповненням цієї методології стосовно вирішення задач 3–5 є запропоноване нами [1, 2, 7–14, 24 тощо] комплексне використання в моделюванні розподілу петрогенних і мікроелементів у серіях магматичних гірських порід, експериментальних даних щодо розчинності в силікатних розплавах найбільш розповсюджених акцесорних мінералів (НАМ - апатит, циркон, монацит тощо) та даних щодо розподілу мікроелементів в їх асоціаціях.

Вирішення задачі 4 слід вважати не повним без кількісної оцінки обсягу постачання елементів з розплаву в магматогенно-гідротермальну систему протягом магматичної еволюції. Важливість одержання таких оцінок "сумарного ресурсу магматогенного флюїду" підкреслюється тим, що їх можна розглядати і як характеристику максимального масштабу потенційно імовірного зруденіння, тобто використовувати з прогнозно-пошуковою метою. Власне принцип вирішення такої задачі відомий досить давно [5, 6 та ін.], але досі запропоновані варіанти його реалізації потребували обов'язкового використання додаткових вхідних параметрів, перш за все незалежно (експериментально) визначених коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав для багатьох елементів і широкого діапазону фізико-хімічних умов. Тому брак експериментальних даних суттєво обмежував можливість кількісних розрахунків за подібною схемою.

© Шнюков С.Є., Лазарєва І.І., Хлонь О.А., Марченков Д.Ф., 2012

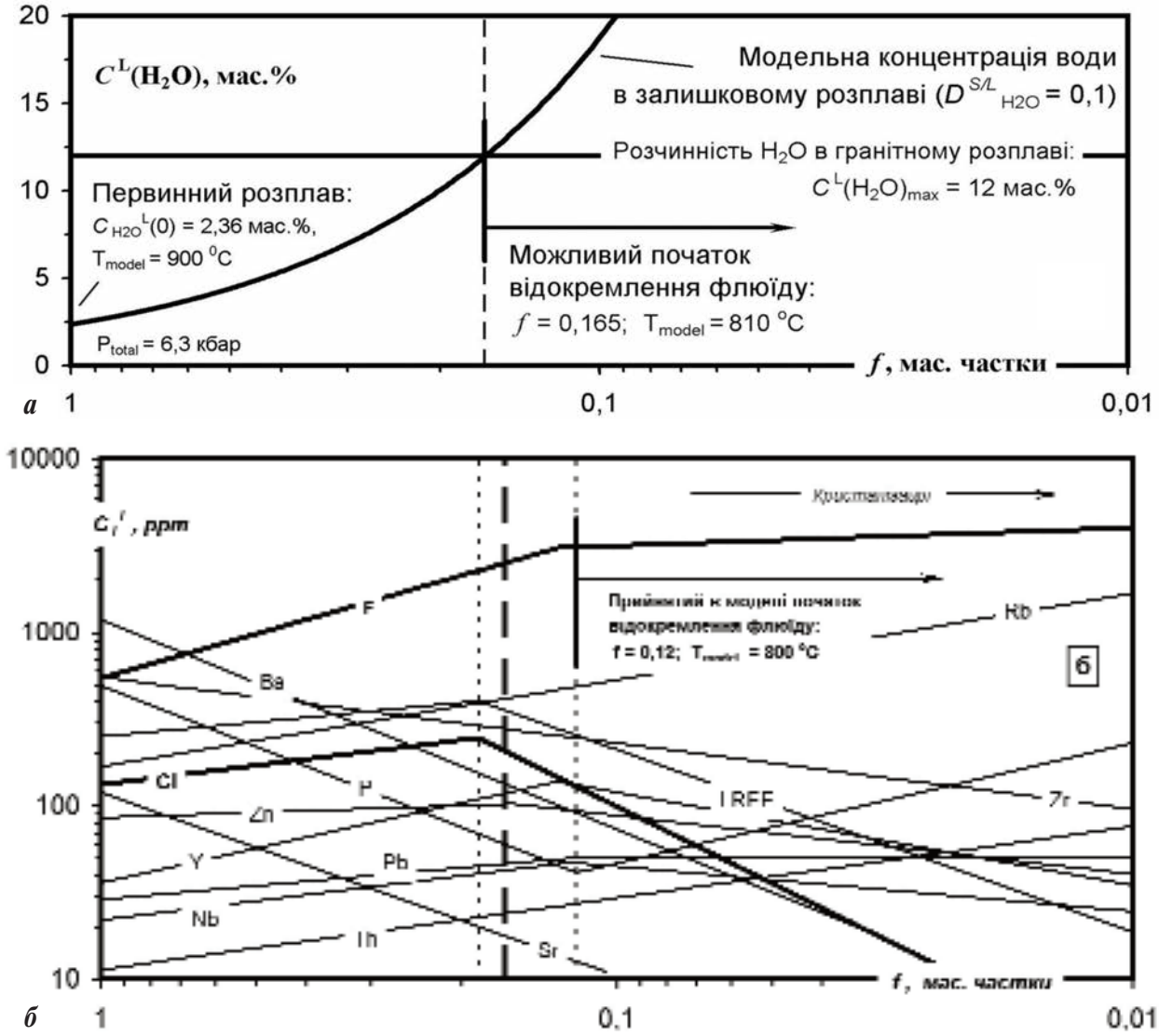


**Рис. 1.** Результати геохімічного моделювання магматичної системи гранітоїдів Коростенського плутону: *а* – умови відокремлення водного флюїду від розплаву в процесі його кристалізації; *б* – зміна концентрацій елементів у залишковому розплаві магматичної системи протягом її еволюції

**Мета роботи** полягала в розробці засобів, які дозволяють зняти такі обмеження за рахунок використання модельних коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав, максимально прив'язаних до реальних умов магматичної еволюції конкретних магматичних систем, оскільки вони безпосередньо "витікають" із спостережених значень вмісту елементів у певних петротипах магматичних комплексів та результатів вирішення загальних задач 1–5 геохімічного моделювання процесів їх формування. Серед зумовлених цією метою конкретних задач роботи, окрім власне розробки методології розрахунку модельних коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав та обсягу постачання елементів у магматогенно-гідротермальну систему, ми розглядали також її експериментальну апробацію.

**Об'єкт дослідження.** Розглянемо головні принципи практичної реалізації запропонованого підходу на прикладі докембрійського (1,7–1,8 млрд р.) Коростенського плутону (КП) анортозит-рапаківігранітної формації — одного з найбільших магматичних комплексів Українського щита (УЩ), локалізованого в його північно-західній частині. Вигідна сукупність умов — досить високий рівень геологічної дослідженості [3 та ін.] і збереженість комплексу, широкий набір петротипів (гранітоїдна та базитова серії), а також наявність добре відомих магматичних (Ti, P), пегматитових (камерні пегматити) та гідротермально-метасоматичних (Li, Be, Nb, Ta, Zr, W, Sn, Mo, Zn, Pb, Cu, Bi, Cd) рудопроявів і родовищ серед порід плутону та його рами (Сущано-Пержанська

зона — СПЗ), дозволила авторам раніше [1, 2, 7–14, 24 та ін.] продемонструвати на його прикладі можливість вирішення всіх сформульованих вище задач геохімічного моделювання. Це зумовлює раціональність використання КП в якості об'єкту дослідження та для вирішення завдань цієї роботи.

**Методика досліджень.** *Вихідні дані для вирішення завдань роботи* одержано завдяки застосуванню геохімічної моделі формування гранітоїдної серії КП, детально охарактеризованої раніше [2, 10–14, 24 тощо]. У цій моделі за провідний механізм магматичної еволюції обґрунтувано прийнято фракційну кристалізацію гранітоїдного розплаву в глибинній магматичній камері. Крім того використано: 1) оригінальні дані щодо розподілу петрогенних та мікроелементів у серії гранітоїдів КП; 2) експериментальні дані щодо розчинності апатиту, циркону та монациту [18, 21, 25], а також $H_2O$ [5, 20] в гранітних розплавах; 3) температурну залежність [9–11] розподілу Y між парагенними апатитом та цирконом. Поведінка мікроелементів (рис. 1) в залежності від $f$ (масової частки залишкового розплаву) апроксимована рівняннями релеєвського типу. Модель дозволила оцінити: *PT* умови та флюїдний режим магматичної еволюції; величину $f = f_{inv.}$, якій відповідає зумовлена відокремленням флюїду інверсійна зміна поведінки мікроелементів (рис. 1); ефективні значення їх комбінованих коефіцієнтів розподілу кристалізат–розплав до ($f > f_{inv.}$) та після ($f < f_{inv.}$) інверсії — $D_i$ та $D'_i$, відповідно. Також одержано дані, що свідчать про генетичний зв'язок магматичної системи гранітоїдів КП та рудоносних гідротермально-метасоматичних утворень СПЗ [1, 2, 11–14, 24].

**Розрахунок модельних коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав.** Вихідні дані, які надає "магматична" модель (рис. 1 та цитовані роботи), зокрема оцінка $f$ початку відокремлення водного флюїду від розплаву ($f_{inv.} = 0{,}123$) та ефективних значень $D$ в діапазонах $f > f_{inv.}$ та $f < f_{inv.}$, дозволяють розрахувати для елементів з "інверсійним" типом поведінки (F, Cl, Nb, Zn, Pb тощо) значення ефективного коефіцієнта розподілу флюїд/розплав. Цей важливий параметр значною мірою регулює рудне навантаження магматогенного флюїду та його похідних — гідротермально-метасоматичних утворень.

Наслідуючи викладений в наших попередніх роботах [11, 12] підхід, але модифікуючи його, можна запропонувати такий принцип розрахунку. Якщо головним фактором еволюції магматичної системи є фракційна кристалізація, то поведінка мікроелементів за умови сталості їх комбінованих коефіцієнтів розподілу описується добре відомим рівнянням Релея [4, 22 тощо]:

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

де $C$ — концентрація елементу в залишковому розплаві, $C_o$ — початкова концентрація елементу в первинному (вихідному) розплаві, $D$ — ефективний комбінований коефіцієнт розподілу елементу ($D = C^S / C^L$, $C^S$ *та* $C^L$ — концентрації елементу в твердій фазі та розплаві, відповідно), $f$ – масова частка рідкої фази (залишкового розплаву) в системі. Відповідно до "магматичної" моделі (рис. 1, цитовані роботи), магматична система гранітоїдів КП становила собою саме такий випадок.

До появи флюїдної складової в системі параметр $f$ у рівнянні (1) визначається як

$$f = \frac{M^L}{\left(M^L + M^S\right)} \qquad (2)$$

де $M^L$ та $M^S$ — маси рідкої та твердої фаз системи, відповідно. Вираз для розрахунку комбінованого коефіцієнта розподілу ($D$) кожного з елементів за тих же умов має вигляд:

$$D = xk_i^x + yk_i^y + \ldots + zk_i^z \qquad (3)$$

де $x, y, z$ – масові частки кожного з мінералів ($X$, $Y$, $Z$, відповідно), які складають тверду фазу системи; $k_i^x$, $k_i^y$, ... $k_i^z$ — коефіцієнти розподілу мінерал/розплав елементу $i$ для цих мінералів ($k_i^x = C_i^x/C_i^L$, *де* $C_i^x$ *та* $C_i^L$ — концентрації елементу $i$ в цих мінералах та розплаві, відповідно).

Згідно з "магматичною" моделлю (рис. 1), поведінка кожного з інверсійних елементів описується двома рівняннями типу (1), що відповідають ділянкам магматичної еволюції до ($f > f_{inv}$) та після ($f < f_{inv}$) інверсії, яка збігається з початком відокремлення флюїду (остаточно прийнято: $f_{inv}$ = = 0,123). Концентрації елементів у залишковому розплаві, розраховані за допомогою першого та другого рівнянь, раціонально позначити як $C^M$ та $C^L$, а ефективні комбіновані коефіцієнти розподілу, що використовуються в цих випадках — як $D$ та $D'$, відповідно. В "магматичній" моделі для D та $D'$ зафіксовані сталі значення. Їх оцінка наведена в роботах [10, 11, 24 та ін.].

Після появи в системі флюїдної складової ($f < f_{inv}$) рівняння (1) зберігає свою правомірність, але за умови, що вираз (2) набуває вигляду:

$$f = \frac{M^L}{\left(M^L + M^S + M^F\right)} \qquad (4)$$

де $M^F$ — маса флюїдної фази системи. Природно, що місце $D$ при цьому займає $D'$, значення якого, подібно до (3), визначається виразом

$$D` = xD + yK^{F/L} \quad (5)$$

в якому $x$ та $y$ — масові частки, відповідно, твердої та флюїдної фаз у системі без урахування рідкої фази ($x + y = 1$), а $K^{F/L}$ — коефіцієнт розподілу флюїд/розплав елементу з інверсійним типом поведінки ($K^{F/L} = C^F / C^L$, $C^F$ та $C^L$ — концентрації елементу у флюїді та розплаві, відповідно). Оскільки $x = 1 - y$, остаточний варіант виразу (5) має вигляд:

$$D` = D - yD + yK^{F/L} \quad (6)$$

Звідси:

$$K^{F/L} = \frac{D' - D + yD}{y} \quad (7)$$

причому для розрахунку $K^{F/L}$ виникає необхідність у визначенні $y$.

Таку можливість надає розглянута вище модель магматичної еволюції (рис. 1, цитовані роботи), яка дозволяє за будь-якого значення $f$ оцінити модельну концентрацію води в залишковому розплаві та, за досягненням розчинності води в ньому, визначити момент початку відокремлення водного флюїду (рис. 1, *а*). Це дає змогу для діапазону $f < f_{inv}$ визначити "надлишкову" концентрацію води ($\Delta C^{f_n}_{H_2O}$, wt%) – ресурс для утворення водного флюїду, який має виокремитись за будь-який період $\Delta f_n$ ($\Delta f_n = f_{n-1} - f_n$; $n = 1, 2, 3 \ldots n$ – кількість умовних періодів еволюції системи протяжністю $\Delta f$ від початку відокремлення водного флюїду):

$$\Delta C^{f_n}_{H_2O} = C^{f_n}_{H_2O} - C^{L}_{H_2O} \quad (8)$$

де $C^{f_n}_{H_2O}$ та $C^{L}_{H_2O}$ — відповідно модельна концентрація води у залишковому розплаві в певний момент $f_n$ та розчинність $H_2O$ в гранітному розплаві (wt %) за даних умов, яка буферує фактичну її концентрацію для діапазону $f < f_{inv}$. Тоді:

$$\Delta F_n = 0.01 \cdot \Delta C^{f_n}_{H_2O} \cdot \Delta f_n \quad (9)$$

де $\Delta F_n$ — частка флюїдної фази в системі, що відокремилася за період $\Delta f_n$.

Частку твердої фази ($S$) в системі для будь-якого моменту $f_n$ природно одержати за виразом:

$$S_n = 1 - (f_n + F_n),$$

де $S_n, f_n, F_n$; ($F_n = \sum_{n=1}^{n} \Delta F_n$) — частки твердої, рідкої та флюїдної фаз в системі, відповідно. Кількість твердої фази, що утворилася за період $\Delta f_n$, легко оцінити за допомогою виразу:

$$\Delta S_n = S_{n-1} - S_n.$$

Звідси легко визначити $y$ (масову частку флюїдної фази у системі без урахування рідкої фази) для кожного періоду еволюції системи $\Delta f_n$.

$$y = \frac{\Delta F_n}{\Delta F_n + \Delta S_n} \quad (10)$$

Підставивши вираз (10) до рівняння (7) та виконавши нескладні перетворення, одержуємо остаточне рівняння для розрахунку коефіцієнта розподілу флюїд/розплав за кожного значення $f_n$ для елементів з інверсійною поведінкою:

$$K^{F/L} = \frac{\Delta S_n (D' - D) + D' \Delta F_n}{\Delta F_n} \quad (11)$$

Для елементів з монотонною поведінкою, наприклад для Ba, Sr, Zr та Th (рис. 1), вираз (11) спрощується до вигляду $K^{F/L} = D$, оскільки для них за визначенням $D' = D$.

**Розрахунок обсягу постачання елементів у магматогенно-гідротермальну систему.** Розроблена і представлена тут модель магматичної та магматогенно-гідротермальної систем гранітоїдів КП дозволяє оцінити сумарний поелементний ресурс флюїду, тобто загальну масу кожного елемента, екстрагованого з розплаву водним флюїдом, який відокремився від магматичної системи протягом її еволюції. Ця можливість базується на тому, що запропонована модель дозволяє одержати дані щодо концентрації кожного елемента як в залишковому розплаві, так і, за допомогою коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав, у самому флюїді. Вона дозволяє визначити також модельні оцінки масової частки флюїду, відокремленого від материнської магматичної системи на будь-якому етапі її еволюції:

$$\Delta R_{F_n} = \Delta F_n \cdot C_i^{F_n} \cdot M_{sist} / 10^6 \quad (12)$$

де $\Delta R_{Fn}$ – ресурс флюїду, відокремленого від магматичної системи за період $\Delta f_n$ (млрд т); $C_i^{Fn}$ – концентрація елемента $i$ у флюїді (*ppm*) на момент $f_n$; $M_{sist}$ – маса системи (млрд т). Природно, що сумарний ресурс флюїду можна знайти за виразом:

$$R_F = \sum_{n=1}^{n} \Delta R_{F_n} \quad (13)$$

З виразу (12) зрозуміло, що важливим та складним для кількісного оцінювання вхідним параметром у таких розрахунках є сумарна маса материнської магматичної системи ($M_{sist}$). У даному випадку прийнято, що $M_{sist} \geq 200000$ млрд т (площа гранітоїдів КП на сучасному рівні ерозійного зрізу [21] – 7800 км$^2$, їх середня щільність –

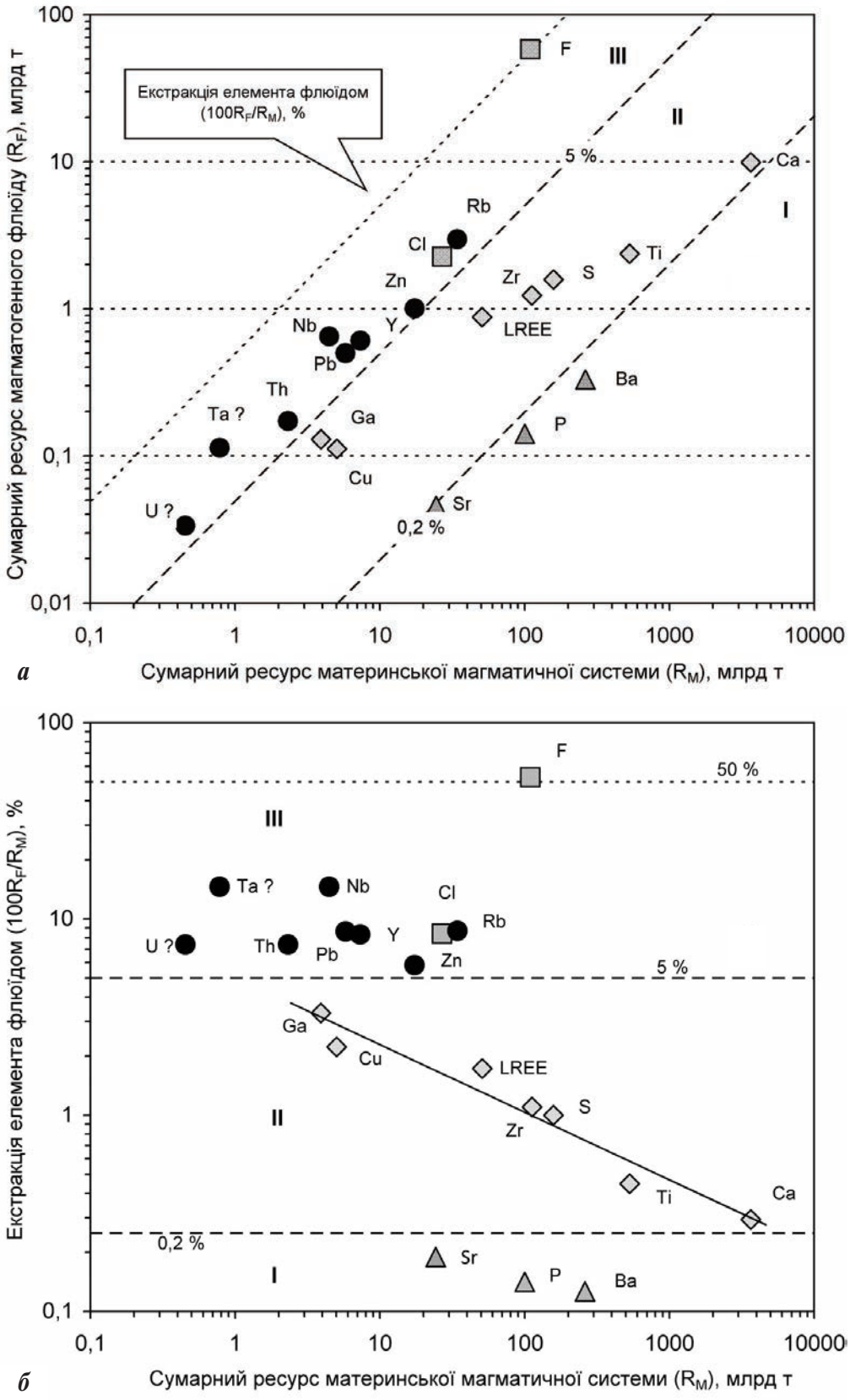


**Рис. 2.** Сумарний поелементний ресурс магматогенного флюїду, який відокремився від магматичної системи гранітоїдів Коростенського плутону протягом її еволюції, та ступінь екстракції елементів з розплаву (модельна оцінка): *а* – порівняння сумарного ресурсу елементів у флюїді з сумарним ресурсом елементів всієї материнської магматичної системи; *б* – екстракція флюїдом елементів з різним ресурсом у магматичній системі

2,6 г/см$^3$, розповсюдженість на глибину ≈10 км). Враховуючи брак даних про глибинну будову КП та його рами, автори вважають цю оцінку досить довільною, але реалістичною.

Додатковим, однак досить важливим параметром для аналізу поведінки елементів під час оцінки рудогенеруючого потенціалу магматогенно-гідротермальних систем є також *сумарний ресурс материнської магматичної системи* ($R_M$), тобто загальна маса кожного елемента в системі на початку її еволюції. Його розрахунок, враховуючи вже наявні дані, не є складним:

$$R_M = C_{i(0)} \cdot M_{sist} / 10^6 \qquad (14)$$

де $R_M$– сумарний ресурс материнської магматичної системи (млрд т); $C_{i(0)}$ – концентрація елемента $i$ у первинному розплаві (*ppm*); $M_{sist}$ – маса системи (млрд т). В якості первинних концентрацій досліджених елементів використані модельні оцінки їх вмісту у первинному розплаві материнської магматичної системи гранітоїдів КП.

**Одержані результати та їх обговорення.** Результати розрахунків за запропонованим підходом представлені на рис. 2. Так, зіставлення сумарного ресурсу елементів у флюїді, що відокремився від магматичної системи гранітоїдів КП протягом її еволюції, з сумарним ресурсом усієї материнської магматичної системи для цих елементів дозволяє впевнено виділити серед них три групи.

Елементи першої з них (P, Ba, Sr) характеризуються високим ресурсом магматичної системи за досить низького ресурсу флюїду, тобто ступінь їх сумарної екстракції флюїдом з розплаву не перевищує 0,2 %, До того ж, ці елементи поводяться як типово сумісні під час магматичної еволюції (рис. 1), внаслідок чого їх концентрації у залишковому розплаві магматичної системи на момент початку відокремлення флюїду вже досить низькі (більша

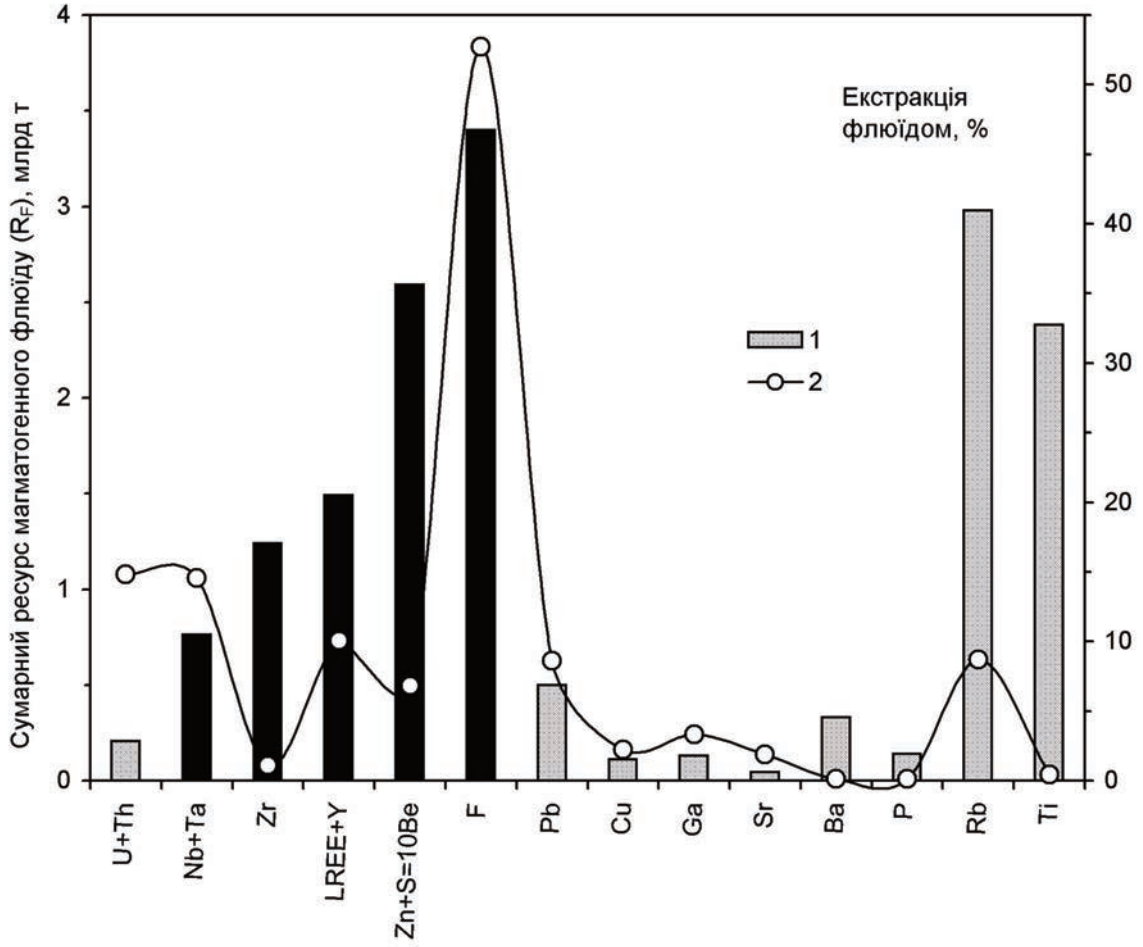


**Рис. 3.** Сумарний поелементний ресурс магматогенного флюїду як критерій оцінки максимального масштабу потенційно можливого зруденіння: 1 – ресурс флюїду, 2 – ступінь екстракції елементів з розплаву. Залиті чорним стовпчики відповідають елементам, для яких наявність промислової мінералізації підтверджена геологорозвідувальними роботами

частина кожного з них вже "зв'язана" у складі кристалізату та недосяжна для екстракції флюїдом). Тому, навіть за загалом високого ресурсу магматичної системи та високих значеннях коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав (> 2), для P, Ba та Sr у всіх випадках неможливо очікувати на масштабне концентрування у формі рудопроявів.

Протилежністю першій є третя група, до складу якої входять елементи від Th, Nb до Rb та F. Всі вони характеризуються досить високим ступенем екстракції флюїдом (> 5 %), що пояснюється їх типово несумісною поведінкою в процесі кристалізаційної диференціації. Це забезпечило їх суттєве накопичення в залишковому розплаві та високу ефективність концентрування у флюїді навіть за помірних (< 1) значень коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав (F з його інверсійною поведінкою характеризується ще й високим $K^{F/L}$). При цьому сумарний ресурс флюїду і ресурс магматичної системи варіюють у широких межах (більш ніж на 2 порядки). Кореляція цих параметрів (рис. 2, *а*) доводить, що потенційна можливість та накопичення у промислових масштабах переважно зумовлені первинними концентраціями у материнській магматичній системі (тобто ресурсом магматичної системи).

Нарешті друга група, до складу якої входить низка елементів від Ga до Ca, є проміжною між першою та третьою. Закономірне зниження ступеня екстракції флюїдом зі зростанням ресурсу магматичної системи (рис. 2, *б*) демонструє широку різноманітність дії факторів, що обговорюються. При цьому ресурс магматичної системи зберігає значну роль у контролі потенційної можливості формування гідротермально-метасоматичних родовищ.

Одержані оцінки сумарного ресурсу магматогенного флюїду водночас можна розглядати в якості параметра, що надає максимальну оцінку масштабів імовірного потенційного зруденіння для індивідуальних елементів та їх природних груп. Зрозуміло, що такі максимальні оцінки можуть бути застосовані лише як свідчення потенційної рудоносності диференційованих магматичних комплексів, оскільки реальність останньої повністю контролюється геологічними умовами реалізації. Однак, як свідчать досить позитивні результати зіставлення (рис. 3) одержаних у цій роботі розрахункових (модельних) даних з наявною інформацією щодо реального зруденіння, встановленого у межах СПЗ, використання таких оцінок і процесу геохімічного моделювання загалом може суттєво доповнити методичний комплекс регіональних геологічних досліджень.

**Висновки.** Розроблено методологію розрахунку модельних коефіцієнтів розподілу флюїд/розплав, які безпосередньо витікають зі спостережених даних щодо вмісту елементів у петротипах магматичних комплексів та максимально прив'язані до реальних умов магматичної еволюції конкретних магматичних систем. Запропоновано засіб оцінки сумарного поелементного ресурсу магматогенного флюїду (обсягу постачання елементів у магматогенно-гідротермальні системи), які базуються на геохімічному моделюванні материнських магматичних систем. Одержані позитивні результати апробації розробленої методології на прикладі Коростенського плутону та рудоносних гідротермально-метасоматичних утворень Сущано-Пержанської зони дозволяють розглядати її як перспективний засіб регіональних геологічних досліджень. Можливість подальшого використання потребує додаткового розвитку апробованих засобів геохімічного моделювання та їх розширеної апробації на прикладі геологічних об'єктів Українського щита та інших регіонів.


1. *Лазарева І.І., Шнюков С.Є, Андреєв О.В. та ін.* Геохімічні дослідження акцесорних мінералів метасоматитів як засіб встановлення їх генетичного зв'язку з магматичними комплексами (на прикладі рудоносних утворень Сущано-Пержанської зони та гранітоїдів Коростенського плутону // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2005. — № 1– С. 135–141.
2. *Лазарева І.І., Шнюков С.Є.* Встановлення етапів формування рідкіснометального зруденіння за результатами геохімічного моделювання поведінки полівалентного церію при формуванні магматичних і магматогенних систем // Там само. — 2008. — С. 279—287.
3. *Митрохин О.В.* Петрографічний склад комплексів анортозит-рапаківігранітної формації // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2008. — Вип. 45. – С. 62–66.
4. *Рябчиков И.Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. – М.: Наука, 1965. – 120 с.
5. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. – М.: Наука, 1975. – 232 с.
6. *Рябчиков И.Д.* Физико-химические аспекты связи эндогенного рудообразования с магматизмом // Магматизм и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1976. – С. 13–22.
7. *Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В.* Геохимия "сквозных" сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов // Геол. журн. — 1989. — 49, № 2. — С. 107–114.

8. *Шнюков С.Е., Гатар Й., Андреев А.В. и др.* Петрологический анализ геохимии акцессорных цирконов и апатитов из гранитоидов Роховецкой интрузии (Словакия) // Там же. –1993. – № 1. – С. 30–41.
9. *Шнюков С.Е.* Распределение иттрия в апатит-цирконовых парагенезисах: зависимость от температуры и возможность ее использования в геохимическом моделировании магматических процессов // Материалы междунар. конф. "Кристаллогенез и минералогия" (памяти проф. Г.Г. Леммлейна) (Санкт-Петербург, Россия, 17–21 сент. 2001 г.). — Санкт-Петербург, 2001. — С. 352.
10. *Шнюков С.Є.* Наскрізні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2001. — № 1–2. — С. 41–53.
11. *Шнюков С.Є.* Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофизический журнал. — 2002. — 24, № 6. — С. 201—219.
12. *Шнюков С.Є., 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.
13. *Шнюков С.Є., Лазарева І.І.* Наскрізна акцесорно-мінералогічна асоціація метасоматитів Сущано-Пержанської зони (Український щит): зіставлення результатів геохімічного моделювання та модального складу // Вісник Київськ. ун-ту. Геологія. — 2003. — Вип. 25. – С. 56–59.
14. *Шнюков С.Є., Лазарева І.І.* Модельна оцінка мікроелементного складу акцесорних мінералів метасоматитів, пов'язаних з магматичними комплексами // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2004. — № 2. — С. 116–122.
15. *Allegre C.J., Minster J.F.* Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes // Earth and Planetary Science Letters. – 1978. – 38. – P. 1–25.
16. *Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeitic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1968. – 32. – P. 1057–1086.
17. *Greenland L.P.* An equation for trace element distribution during magmatic crystallization // Amer. Miner. – 1970. – 55. – P. 455–465.
18. *Harrison T.M., Watson E.B.* The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1984. — 48, N 7. — P. 1467–147.
19. *Hertogen J., Gijbels R.* Calculations of trace element fractionation during partial melting // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1976. – 40. – P. 313—322.
20. *Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H.* Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications //Litos. – 2001. – 56. – P. 1–14.
21. *Montel J.M.* A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chem. Geol. — 1993. — 110. — P. 127–145.
22. *Neumann H., Mead J., Vitaliano C.J.* Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1954. – 6. – P. 90–99.
23. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // Ibid. – 1970. – 34. – P. 237–243.
24. *Shnyukov S.E., Andreev A.V., Zinchenko O.V. et al.* Geochemical modelling of Pre-Cambrian granitoid evolution in Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetalic and gold mineralization in neighbouring metasomatic zones (Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton as an example) / Weihed P., Martinsson O. (Eds.) Abstract volume & Field trip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (28 Aug. – 1 Sept., 2000, Gallivare-Kiruna, Sweden) // Lulea University of Technology, Research Report 2000:6. – P. 37–40.
25. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. – 1983. – 64. – P. 295–304.

**Шнюков С.Е., Лазарева И.И., Хлонь Е.А., Марченков Д.Ф. Оценка рудогенерирующего потенциала магматогенно-гидротермальных систем путём их геохимического моделирования.** Рассмотрены возможности количественного геохимического моделирования процесса отделения рудоносного водного флюида от магматического расплава. Предложенные процедуры позволяют рассчитать значения коэффициента распределения флюид/расплав для микроэлементов, их содержание во флюиде, а также его суммарный поэлементный ресурс. Применение предложенного подхода к геохимическому моделированию реальной рудогенерирующей магматогенно-гидротермальной системе гранитоидов Коростенского плутона и ассоциирующих с ним гидротермально-метасоматических образований (Сущано-Пержанская зона) подтвердили его эффективность.

**Shnyukov S., Lazareva I., Khlon E., Marchenkov D. Estimation of the potential of metal-bearing magmatic-hydrothermal systems by the way of their geochemical modeling.** Possibilities of the quantitative geochemical modeling of metal-bearing water fluid separation from the melt are considered. Suggested procedure allows calculating the fluid/melt distribution coefficient for trace elements as well as model element composition of metal-bearing fluid and its potential resources. An application of the proposed approach to geochemical modeling of the natural magmatic-hydrothermal ore-forming system of Korosten pluto granitoids and neighboring metasomatic zones (Perga area) confirms its effectiveness.

*Надійшла 24.04.2012.*