

УДК 553.41:553.21/.24

**КІЛЬКІСНЕ ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПОЛІВ
ЗОЛОТОГО ЗРУДЕНІННЯ В ПРАКТИЦІ ЛОКАЛЬНОГО
ПРОГНОЗУВАННЯ**

Ю. Ляхов, М. Павлунь, І. Попівняк, С. Ціхонь

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Матеріали термобарогеохімічного вивчення, детального картування й моделювання золоторудних об'єктів (родовищ, зон, тіл) є важливим елементом прогнозно-розшукового комплексу. Показниками перспективності зруденіння, його вертикального розмаху, характеру і форм прояву можуть слугувати дані про ступінь термостатування палеогідросистеми у вигляді кількісних оцінок вертикальних палеотеплових градієнтів. У загальному випадку зі зниженням термостатування процесів (Δt від 5–10 до 30–40°C на 100 м) вертикальний розмах зруденіння закономірно зменшується, а ступінь концентрованості зруденіння зростає. Це важливо враховувати під час визначення пріоритетних напрямів розшукування потенційно золотоносних районів.

Ключові слова: термобарогеохімія, термостатування, палеотепловий градієнт, золоте зруденіння.

Геолого-генетична типізація і перспективна оцінка зруденіння є концептуальною основою стратегії будь-яких розшуків, особливо на золото. Вона ще важливіша в організації прогнозно-розшукового процесу в межах недостатньо вивчених, однак потенційно золотоносних провінцій. Досвід комплексного дослідження представницької кількості золоторудних полів різних геотектонічних зон (Забайкалля, Алдан, Приамур'я, Приохоття, Урал, Казахстан, Узбекистан, Закавказзя, Україна) засвідчує, що надійне, ефективне і своєчасне вирішення проблем типізації та перспективної оцінки зруденіння може бути досягнуте за допомогою спеціалізованого застосування всього арсеналу методів сучасної термобарогеохімії [1, 2]. Це відкриває шлях до пізнання кардинальних закономірностей просторово-часової еволюції фізико-хімічних умов утворення родовищ золота як основи для генетичного моделювання процесів мінералоутворення і виявлення нових показників зональності, глибини розвитку та перспективності зруденіння [3]. Базовими слугують матеріали детального геолого-мінералогічного і термобарогеохімічного картування рудних полів (зон, тіл) з побудовою двовимірних і об'ємних моделей розподілу термобаричних, декрептометричних, концентрато-кріометричних, іонно-газометричних, агрегатно-фазометричних та інших показників за включеннями у мінералах; правомірність і методичні аспекти таких побудов обговорені неодноразово [2, 4–6]. Інтерпретація термобарогеохімічних даних з урахуванням конкретних геолого-структурних ситуацій дає змогу досить об'єктивно судити не тільки про загальні

риси генезису родовищ, природу їхньої зональної структури, а й про чинники, що локально впливали на характер поширення й концентрації золота. Так можна створити основу для кількісного коригування і практичного використання вже опробованого комплексу термобарогеохімічних розшуково-оцінних критеріїв золотого зруденіння й ознак глибини його поширення [2, 3, 6–8].

Типізація і формаційний аналіз власне гідротермальних і метаморфогенно-гідротермальних родовищ золота ґрунтується головню на розгляді геологічних (у широкому розумінні) і мінералого-геохімічних чинників (праці М. Б. Бородаєвської, Г. П. Воларовича, О. О. Радкевич, І. С. Рожкова та ін.). Водночас важливими є уявлення про вирішальну роль чинника глибинності [9, 10], вплив якого позначався на головних, у тому числі фізико-хімічних особливостях розвитку золотого зруденіння. Уявлення Н. В. Петровської про закономірне зниження ступеня “термостатування гідротермальних систем” з наближенням до синрудної поверхні підтверджене результатами термоградієнтного аналізу за флюїдними включеннями в мінералах золоторудних родовищ [2, 3, 5, 7, 8].

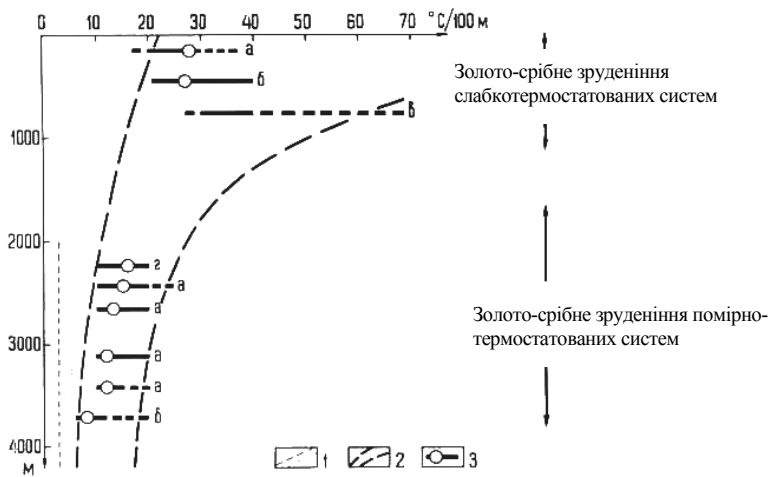


Рис. 1. Палеотемпературні градієнти золотого зруденіння різних глибин:

1 – геотермічні градієнти континентів ($3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) і областей активного орогенезу ($5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) за Ф.Г.Смітом (1968); 2 – зона варіацій градієнтів за даними вивчення флюїдних включень у мінералах; 3 – діапазон зміни градієнта у вертикальному розрізі золоторудних полів Забайкалля (а), Північного Казахстану (б), Примор’я (в) і Середнього Уралу (г).

Наприклад, значення палеотемпературних градієнтів і діапазон їхніх змін (рис. 1) у загальному випадку зменшувалися в разі переходу від малоглибинних зон зруденіння (вертикальний $40\text{--}20^{\circ}\text{C}$, латеральний $7\text{--}1^{\circ}\text{C}$ на 100 м) до середньоглибинних (вертикальний від $20\text{--}10$ до $7\text{--}6^{\circ}\text{C}$, латеральний $10\text{--}3^{\circ}\text{C}$) і глибинних (вертикальний $10\text{--}5^{\circ}\text{C}$, латеральний до 1°C). Саме цим пояснюють закономірне зростання з глибиною вертикального розмаху рудних зон (рис. 2) зі зменшенням середнього вмісту корисного компонента. Практична важливість цих умов очевидна, її потрібно враховувати вже на ранніх етапах прогнозно-розшукового процесу.

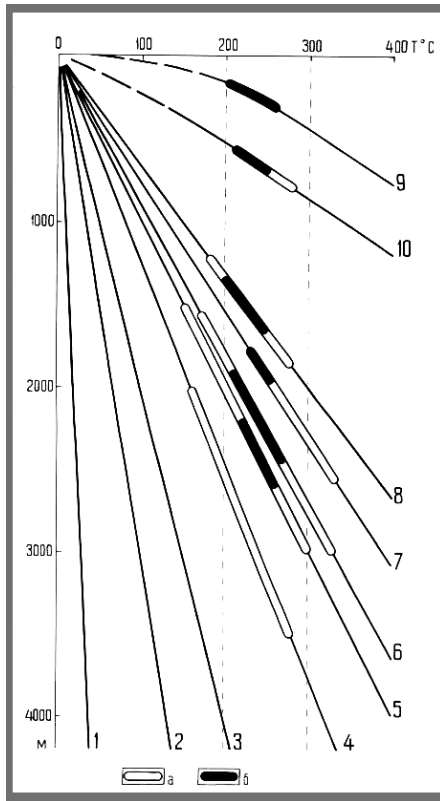


Рис. 2. Залежність вертикального розмаху зруденіння від термоградієнтних умов рудоутворювальної системи.

Середній геотермічний градієнт за Ф.Г.Смітом, °C/100 м: 1 – давніх щитів (1); 2 – континентів (3,3); 3 – зон активного орогенезу (5).

Середній палеотемпературний градієнт за даними термобарогеохімії золоторудних родовищ, °C: 4 – Казахстану (8); 5–9 – Забайкалля: 5 – Ітака (10), 6 – Ірокінда (11), 7 – Кара (13), 8 – Дарасун (15), 9 – Балей–Тасеєво (30).

Показано температурні інтервали розвитку продуктивних стадій (а) і головних золотоносних парагенезисів (б) за даними гомогенізації газопо-рідинних включень.

Надійними індикаторами глибинності золоторудних формацій можуть слугувати показники тиску, що змінюються закономірно (від 200–300 до 20–2 МПа), початкової температури флюїдних фаз (від 600–500 до 370–50°C), концентрації розчинених солей (від 50–60 до 4–9 мас. %-екв. NaCl), режиму лугів (Na^+/K^+ у середньому 7,0–1,3), хлору, CO_2 , високий вміст яких типоморфний для флюїдних включень у мінералах глибинних родовищ. Показові також межі варіації температурних інверсій (від 5–20 до 110–150°C) і вертикальних градієнтів (у середньому від 5–10 до 25–30°C на 100 м), що є мінімальними під час формування глибинних руд і різко зростають у малоглибинних і приповерхневих зонах зруденіння [3].

Специфічні й агрегатно-густинні особливості гідротермальних систем, про які вже на ранніх етапах вивчення руд можна судити за поширенням у мінералах певних морфогенетичних типів включень: у приповерхневих умовах – водного розчину, що періодично закипав, з низькою концентрацією солей і газів; у середньоглибинних – термобаронадкритичного флюїду з помірним солегасонасиченням (чіткі ознаки пневматолізу); у глибинних – високогустинного флюїду з ознаками перенасичення CO_2 і солями, передусім NaCl (система “трифазової гетерогенізації”).

Включення відповідних типів досить швидко виявляють і діагностують під час мікроскопічних досліджень, вони не ускладнені застосуванням громіздких лабораторно-аналітичних вивчень мінеральних проб.

Таблиця 1

Типи золотоконцентрувальних гідротермальних систем

Рівень термостатування системи, вертикальний градієнт, °C/100м	Діапазон флюїдного тиску, МПа	Агрегатний тип системи, газонасичення і концентрація солей, мас. %	Діапазон і тип еволюції теплового режиму, °C	Генотип та аналоги родовищ
Слабкотермостатована, $\Delta t = 20-40^\circ$, у середньому 25°	Низькобарний, до 7–8 МПа Помірнобарний, до 21–22 МПа	Власне гідротермальний із появою колоїдних фаз і переважанням процесів закипання дегазованих розчинів низької концентрації, до 9–11 %	Середньо-низькотемпературний ($370-50^\circ\text{C}$), зазвичай інверсійно-регресивний, у низькобарній зоні з елементами прогресивного	<u>Балей-Тасєвський</u> – Карамкен, Ойра (Колима); Багатовершинне (Приамур'я); Мужієве (Закарпаття), Кріпл-Крік (США) та ін.
Помірнотермостатована, $\Delta t = 10-20^\circ$, у середньому 16°	Середньобарний, до 100–120 МПа	Пневматолітово-гідротермальний з обмеженням закипанням вуглекислотно-водного флюїду помірної густини та концентрації, у середньому 15–25 %	Високо-середньотемпературний ($450-50^\circ\text{C}$) чітко інверсійно-регресивний	<u>Дарасунський</u> : Кочкар, Березівське (Урал); Ключі, Кара, Любов (Забайкалля); <u>Мурунтауський</u> : Бакирчик (Казахстан), Соврудник (Снісейський кряж); <u>Сухолозький</u>
Термостатована, $\Delta t = 5-15^\circ$, у середньому 7°	Високобарний, до 250–300 МПа Гіпобарний, до 350 МПа	Різко гетерогенний вуглекислотно-водно-сольовий, високогустинний флюїд, потім гомогенно-гідротермальний із помірною густиною та рівнем насичення CO_2 і NaCl, до 30–35 %	Високо-середньотемпературний ($500-100^\circ$), еволюційно-регресивний із нечіткими ознаками локальних термобаричних флуктуацій, що скорочувалися до кінця процесу	<u>Калгурлі</u> : Південносурське, Чортотлицьке (Український щит), Сауляк (Карпати), Хоумстейк, Порк'юпайн та ін.

Геолого-мінералогічні дані у співвідношенні з широким комплексом термобарогеохімічної інформації свідчать про те, що специфічні риси фізико-хімічного режиму й динаміки розвитку золоторудних процесів визначені, головню, рівнем термостатування гідротермальних систем (табл. 1). Цей рівень, на відміну від не завжди достовірно оцінюваної глибини зруденіння, можна показати за допомогою усереднених значень вертикального палеотемпературного градієнта конкретної гідросистеми. Методику розрахунку таких градієнтів за термобарогеохімічними даними вже розглядали [1, 5]. Системний аналіз власних і літературних матеріалів [2, 12–16] з урахуванням праць з рудних провінцій Румунії (Borcos, Manilici, 1965; Savul, Pomerleanu, 1961), Західної Австралії (Ritchie, 1963), Канади, США, Японії (Coleman, 1957; Röedder, 1971) дає

змогу зробити висновок, що найменше термостатовані системи рудоутворення характерні здебільшого для вулканогенно-гідротермальних родовищ із низько- і помірнобаричним режимом (до 20–22 МПа). Помірнотермостатовані – типові для переважної більшості плутоногенно-гідротермальних формацій, включаючи золоторудні родовища в теригенних вуглецевмісних товщах. Порівняно термостатований тип систем характерний головню для метаморфогенно-гідротермальних утворень.

Головні риси багатостадійного розвитку гідротермальних процесів, що призвели до утворення родовищ золота, виявлені сьогодні з достатньою надійністю [9].

В умовах порівняно термостатованих гідросистем (середні- й високобарні) послідовно формувалися ряди мінеральних комплексів, загалом однотипних для більшості родовищ ев- і міогеосинклінальних областей, зон тектономагматичної активізації і зеленокам'яних поясів докембрію [10], за порядком утворення: рідкісно-метально-кварцовий, пірит-арсенопірит-кварцовий (ранні сульфіди), головний золотоносний кварц-полісульфідний (пізні сульфіди) і кварц-карбонатний. Похідними слабкотермостатованих систем (низькобарних) є родовища золото-срібних формацій, які поширені в межах багатьох вулканогенних поясів і деяких зон молодшої активізації. Для них характерні ширші варіації кількості (до 3–6) і складу переважно слабкосульфідних (0,5–1,5%) мінеральних комплексів із переважанням халцедоноподібних фестончасто-смугастих і пластинчасто-каркасних агрегатів кварцу; типоморфні гідрослюди, адуляр, телуриди, різноманітні сульфосоли й карбонати [10, 13]. Незалежно від рівня термостатування у межах власне золоторудної частини процесів достатньо чітко виділені три стадії – допродуктивного (ранні сульфіди), продуктивного (пізні сульфіди) і післяпродуктивного мінералоутворення [1, 2, 7, 9, 10–14]. У провінціях складного металогенічного профілю (Забайкалля, Урал, Середнє Придніпров'я) досить широко виявлені мінеральні комплекси раннього етапу мінералізації – молібденіт-вольфраміт-кварцовий, турмалін-кварцовий та ін.

Власне вулканогенним і плутоно-вулканогенним родовищам властиві процеси суміщення різноформаційних утворень [12], рудного гібридизму, перевідкладення і регенерації [9] зі збільшенням різноманітності головню післяпродуктивних комплексів. Прикладами можуть бути родовища Приохоття, Приверхояння, Східного Забайкалля (Балей–Гасеево), Закарпаття (Мужієве).

Особливості складу золотоносних руд визначені головню відмінностями теплового режиму їхнього формування на ранніх стадіях: 500–250°C – у термостатованих умовах і 370–245°C у слабкотермостатованих. У продуктивні на золото стадії варіації температурного режиму більш-менш суттєві (320–170°C, а власне золотих парагенезисів 270–190°C) і практично не залежали від рівня термостатування рудоутворювальних палеосистем, глибини їхнього розвитку і становища в різних структурно-металогенічних зонах [3, 7, 8]. Це загальне положення узгоджується з даними щодо родовищ багатьох золоторудних районів світу і свідчить про певну конвергентність флюїдних умов концентрації золота (рис. 3), що стосується і деяких інших металів (рис. 4).

У разі досягнення системою теплової межі стійкості золотоносних комплексів (близько 260–250°C) вирішальну роль, як зазначено в [9], відіграла окисно-відновна реакція типу $\text{Na}[\text{AuCl}_2] + \text{CH}_4 \rightarrow \text{Au}^0 + \text{CO}_2^\uparrow + \text{NaCl}$,
тобто $8 \text{Au}^+ + \text{C}^{4-} \rightarrow 8 \text{Au}^0 + \text{C}^{4+}$.

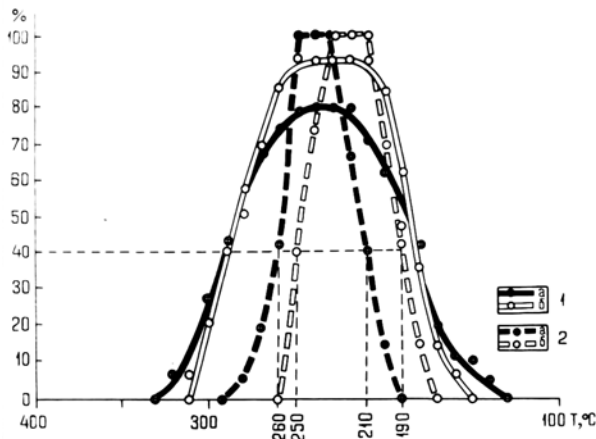
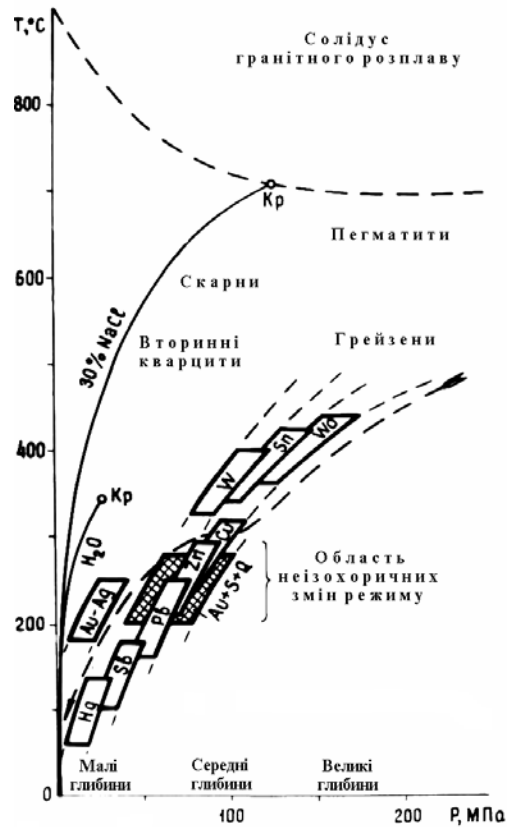


Рис. 3. Температурні умови концентрації золота в гідротермальних системах із різним типом термостатування. Криві кількісного розподілу температур продуктивного мінералоутворення (1) та інтенсивного золотовиділення (2) для слабкотермостатованих (а) і помірнотермостатованих (б) систем.

Рис. 4. Термобаричний режим формування промислових руд постмагматичних родовищ за даними вивчення флюїдних включень у мінералах:

Кр – критичні точки відповідних систем; виділені поля P T -показників оптимального режиму формування головних металоносних комплексів; стрілкою показаний головний напрям еволюції процесів, у зоні великих і малих глибин близький до ізохоричного.



Це доведено такими експериментальними й дослідницькими даними: про переважно хлорауратні форми гідротермального перенесення золота, особливо на завешальній фазі (стадії) міграційного циклу [9]; про масове руйнування таких комплексних сполук в інтервалі 250–200°C [16] і про пряму кореляційну залежність вмісту золота в рудах від частки Na^+ і Cl^- у складі флюїдних включень [2]; про потенціалвизначальну роль сполук вуглецю [17] і накопичення в системі CO_2 шляхом окиснення CH_4 , а також про різке підвищення золотоносності руд у ділянках закипання гідротерм та інтенсивного вилучення CO_2 [6, 7, 18].

Вилучення CO_2 позначилося насамперед на зміні кислотності середовища, сприяючи ще більшому зниженню стійкості хлорауратних комплексів. У цьому разі були стимульовані процеси східчастого відновлення золота шляхом окиснення додаткових кількостей вуглецю метану; у магнетитовмісних рудах роль відновника частково відіграє Fe^{++} та інші компоненти перемінної валентності.

Відокремлення фази CO_2 зумовили як зовнішні чинники – головню тектонічні причини, що призводили до різкого збільшення об'єму систем і вибухоподібного закипання гідротерм, так і внутрішні – чинник “всолювання” (накопичення солей) внаслідок руйнування металоносних комплексів чи взаємодії розчинів зі вмісними породами. Накопичення солей особливо важливе для порівняно термостатованих, зокрема метаморфогенно-гідротермальних систем, де переважали пластичні деформації і дегазація відбувалася спокійно, будучи затяжною. Це поряд із низькими значеннями термоградієнтів (5–8° на 100 м) сприяло не концентрованому розвитку зруденіння, а розсосередженому (розпорошеному) у значному інтервалі глибин з порівняно невисоким вмістом металу. Подібні ситуації характерні, зокрема, для полів поширення прожилково-вкрапленої золото-сульфідно-кварцової мінералізації в зеленокам'яних структурах докембрію, наприклад, у метабазитах Середнього Придніпров'я.

Висновок про однотипність фізико-хімічних чинників концентрації золота з незначними варіаціями на різних глибинах є однією з передумов локального прогнозування зруденіння. Ми взяли його за основу розробки комплексу розшуково-оцінних критеріїв (табл. 2). За умов сприятливої геолого-структурної і літолого-фаціальної ситуації найперспективніші такі показники: температура формування головних золото-сульфідних парагенезисів (270–190°C), компонентний склад вуглекислотно-водних флюїдів (хлоридно-гідрокарбонатні з Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), їхня сумарна мінералізація (масовий вміст до 5–10 %), а також ознаки інтенсивного закипання і дегазації (головню CO_2) системи, порушення внаслідок цього її кислотно-лужного й окисно-відновного режиму. Практично ці та інші фізико-хімічні показники реалізують на базі даних термоградієнтного аналізу, що становить другу важливу передумову термобарогеохімічного прогнозування. Його суть полягає у різнобічному аналізі й екстраполяції закономірностей просторових термобарогеохімічних моделей (родовища, рудної зони, тіла), принципи побудови й інтерпретації яких достатньо розроблені [2, 4–6, 8].

Прикладом таких реконструкцій можуть бути кількісні моделі фаціальної палеотемпературної зональності Ірокіндінського та Дарасунського золоторудних родовищ (рис. 5, 6). Зокрема, палеотемпературне моделювання у межах рудних тіл (див. рис. 5) дало змогу виявити просторові особливості монотонного охолодження флюїдів у міру їхнього просочування у верхні горизонти родовища й оцінити загальний рівень термостатування мінералотворної палеосистеми.

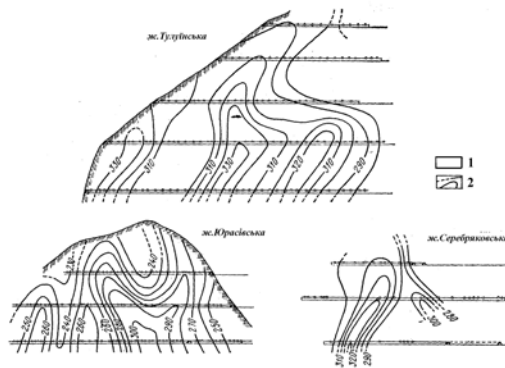


Рис. 5. Мінливість температурних умов мінералоутворення у площині жильних тіл (Ірокіндінське золоторудне родовище):

1 – точки спостереження на різних штольневих горизонтах рудних тіл; 2 – ізотерми, °С, що відповідають початку мінералоутворення із вуглекислотно-водних флюїдів у золото-сфалерит-галенітову стадію.

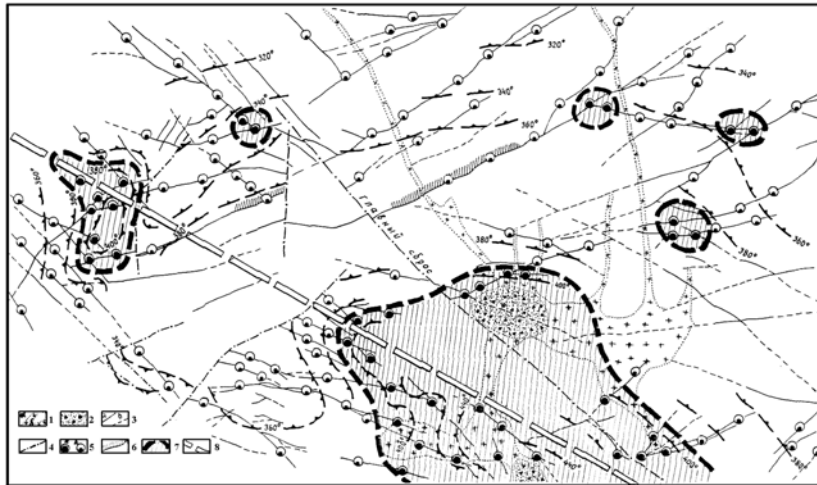


Рис. 6. Температурно-фаціальна зональність і структура рудорозподільних каналів Дарасунського родовища (стадії ранніх сульфідів):

1 – гранітоїди нижнього мезозою (а) і шток плагіограніт-порфірів (б); 2 – експлозивні брекчії; 3 – сульфідно-кварцові жили, що виходять на поверхню (а) і розкриті на глибині (б); 4 – розривні порушення; 5 – ділянки жильного виповнення з кварцом (пірит-арсенопіритова асоціація), який містить включення газоподібних (а) або лише рідинних (б) розчинів; 6 – ділянки глибинного поширення кварцу з включеннями газів; 7 – положення “висхідних” потоків гідротерм із градієнтно-аномальними характеристиками; 8 – осьова частина смуги розміщення головних палеотеплових максимумів.

Складноконцентричний рисунок ізометричних зон Дарасунського родовища (див. рис. 6), пов’язаного зі штоком плагіограніт-порфірів, виявлений шляхом детального термобарогеохімічного картування п’яти експлуатаційних горизонтів із наступним тренд-аналізом даних чотирьохсот точок спостереження; у кожній із них не менше 40–60 порівняльних вимірювань температури гомогенізації газиво-

рідинних включень у кварці однієї й тієї ж генерації. Градієнтні збільшення температури у вертикальному розрізі головних жильних зон (10–20°C на 100 м) оцінювали за даними в п'яти–шести перетинах гірськими виробками [1].

Отримана під час аналізу подібних моделей інформація виявилася корисною на різних стадіях розвитку розшуково-оцінних, геологорозвідувальних і експлуатаційних робіт [2, 4, 6]. Поряд із генетичними питаннями вона дає змогу вирішувати такі практичні завдання:

- оцінювати вертикальний розмах (рис. 7) і глибину поширення зон, сприятливих для розвитку золотоносної мінералізації $P_{\text{зар}}$ та її найбільше концентрованої частини $P_{\text{к}}$;

Таблиця 2

Чинники і термобарогеохімічні ознаки золотого зруденіння

Чинники та ознаки	Порівнювані показники	Малосульфідні великих глибин (більше 3–4 км)	Помірносульфідні середніх глибин (1,2–2,5 км)	Слабосульфідні малих глибин (до 1,0–1,2 км)
Фізико-хімічні чинники	Середні термобаричні показники рудного процесу: T – температура, °C; P – тиск, МПа	Головна продуктивна стадія $T = 290–190$, $P = 95–89$	$T = 280–190$ $P = 95–50$	$T = 280–180$ $P = 18–2$
		Оптимальні умови зруденіння $T = 270–210$, $P = 90–80$	$T = 260–200$ $P = 80–60$	$T = 250–190$ $P = 7–2$
	Характерні риси хімічного складу й агрегатного стану металонесних флюїдів	Значне насичення CO_2 у разі підвищеної ролі Na^+ і Cl^- , закипання	Насичені CO_2 у разі порівняно підвищеної активності Na^+ і Cl^- , закипання	Низьке газонасичення з переважанням CO_2 і порівняно підвищена роль Na^+ та Cl^- , інтенсивне закипання
	Розмір внутрішньостадійних термобаричних флуктуацій	Менш істотні, ніж у зонах середніх і малих глибин	До 5–15°C та 1–10 МПа	До 5–10°C та 0,5 МПа
Термобарогеохімічні чинники	Сприятливі	Поширення мінеральних агрегатів із сингенетичними включеннями флюїдів продуктивних стадій	Трифазові водно-вуглекислотні включення з суттєвими варіаціями наповнення в межах їхніх родин	Трифазові вуглекислотно-водні, іноді двофазові включення нестійкого наповнення
		Двофазові включення слабкоконцентрованих водних флюїдів із невеликою кількістю розчинених газів; характерна зміна наповнення в межах конкретних родин і на межі мінеральних зон	Об'єм газової фази в сингенетичних включеннях при 20–25°C, %	Близько 18–22 %, у ділянках закипання розчинів 18–93 %

Закінчення табл. 2

Чинники та ознаки		Порівнювані показники	Малосульфідні великих глибин (більше 3–4 км)	Помірносульфідні середніх глибин (1,2–2,5 км)	Слабкосульфідні малих глибин (до 1,0–1,2 км)
Термобарогеохімічні чинники	Сприятливі	Наявність і об'єм фази рідкої CO ₂ у сингенетичних включеннях при 20–25°C	Дуже характерна, місцями виявляється в разі неглибокого охолодження препаратів; об'єм вакуолі від 10 до 100 %		Не виявляється навіть у разі охолодження препаратів
		Наявність у сингенетичних включеннях легкорозчинних твердих фаз (мінералів-в'язнів)	Трапляються зрідка		Не трапляються
		Типи гомогенізації сингенетичних включень у мінералах	У рідку фазу, або при тій же температурі – у рідку й газову фази; у ділянці верхньої температурної межі характерна суттєва дисперсія вимірювань		Характерна однаково-температурна гомогенізація в рідку фазу
		Відносна кількість включень у мінеральних агрегатах (декрептоактивність в інтервалі 100–500°C)	Різко підвищена порівняно з незолотоносними ділянками (декрептоактивність $n \cdot 100 - n \cdot 1000$ імпульсів замість рядових $n \cdot 10$)		
		Середнє значення температурного градієнта по вертикалі, °C на 100 м	8–10	12–16	25–30
	Несприятливі	Поширення мінеральних агрегатів із сингенетичними рідинами включень таких типів	Газові та суттєво газові (зі стійким наповненням) або тільки газиво-рідинні та багатофазові з об'ємом газової фази понад 20–25 %, а також суттєво рідинні з об'ємом газової фази не менше 15–18 %		
		Термобарогеохімічні показники мінералоутворення	$T > 300^\circ$ і $< 190^\circ$ $P > 100$ МПа і < 50 МПа		$T > 300^\circ$ і $< 180^\circ$ $P > 20$ МПа
			30–35	35–40	50–70

- визначати відносну глибину і коефіцієнт ерозійного зрізу K_e рудовмісних структурних блоків, перспективність зон їхнього продуктивного P_e і багатого P_e' зруденіння нижче від сучасної поверхні;

- виявляти головні та другорядні центри гідротермальної активності в межах рудних районів і полів із використанням елементів термобарогеохімічної зональності для коректування розшуково-розвідувальних робіт;
- відшукувати головні рудопідвідні й розподільні канали (див. рис. 6), що важливо в разі оцінювання флангових ділянок рудних родовищ, а також з метою загального оцінювання кварцовожильних зон і виділення перспективних ділянок для першочергових розшуків у межах полів розвитку золотої мінералізації, в разі локального прогнозування, розшуків "сліпих" тіл і з'ясування поведінки рудних стовпів на глибину.

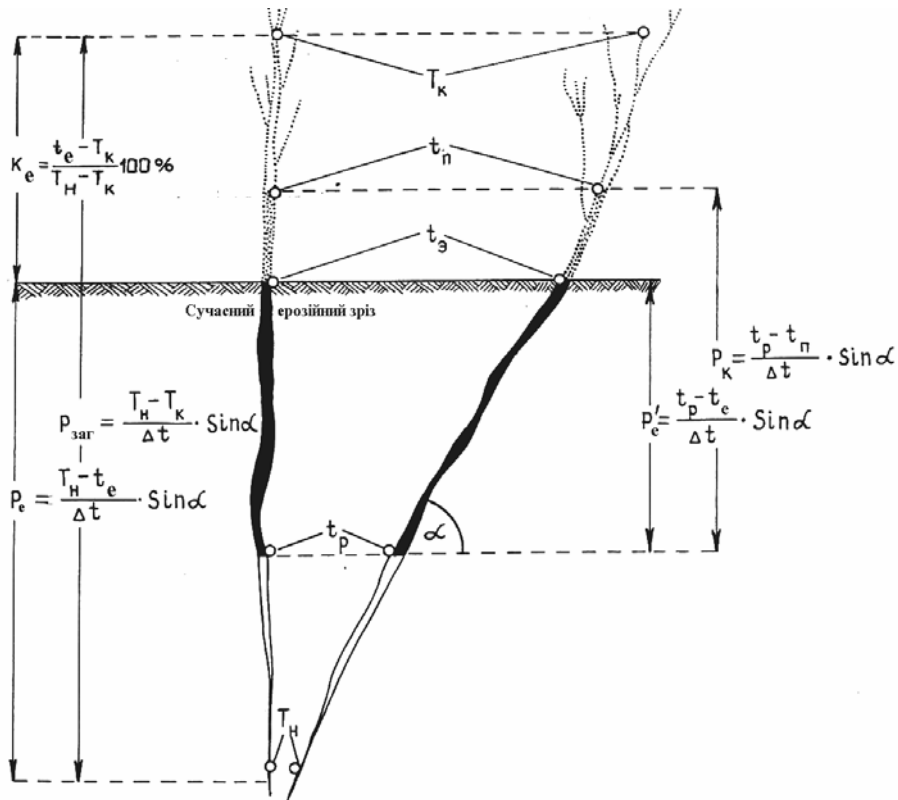


Рис. 7. Принципова схема термобарогеохімічної оцінки розміру вертикального розмаху (у метрах) продуктивного зрудення $P_{\text{заг}}$ і його найбільше концентрованої частини $P_{\text{к}}$.

$T_{\text{н}}$, $T_{\text{к}}$ – температурні характеристики початку і кінця розвитку продуктивної стадії зрудення; t – вертикальний градієнт температури, °C на 100 м, за флюїдними включеннями у мінералах тієї ж стадії; $t_{\text{р}}$, $t_{\text{п}}$, $t_{\text{е}}$ – температура гомогенізації включень у мінералах ранніх, пізніх металоносних парагенезисів і розвинутих на рівні сучасного ерозійного зрізу; $K_{\text{е}}$ – коефіцієнт ерозії рудної зони з кутом падіння; $P_{\text{е}}$ і $P_{\text{е}'}$ – розмах зон продуктивного і багатого зрудення нижче від ерозійного зрізу.

Відповідно, розрізняють низькобарні (до 20–22 МПа) гідротермальні родовища вулканогенних поясів (Мужієвське в Закарпатті), середньобарні (до 100–200 МПа) гідротермальні і пневматолітово-гідротермальні в теригенних товщах Донбасу (Нагольний кряж – Бобриківське, Вільховатське), частково в породах гранітоїдно-метатеригенного блока Українського щита (Клинці, Східноюрійське). Різноманітна група високо- і гіпербарних (до 250–350 МПа) метаморфогенно-гідротермальних родовищ у зеленокам'яних структурах (на півдні Сурської – Балка Золота, у Чортомлицькій – Балка Широка), у чарнокіт-гранулітовому геоблоці щита (Майське), у метаморфітах Приазов'я (рудопрояви Сорокинської тектонічної зони) і Мармароського масиву Карпат (Сауляк та ін.).

1. *Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В.* Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М., 1981.
2. *Ляхов Ю. В., Павлунь Н. Н., Пизнюр А. В., Попивняк И. В.* Термобарогеохимия золота. Львов, 1995.
3. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимическая зональность и режим формирования разноглубинных месторождений золота // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 2. С. 437–444.
4. *Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В.* Термобарогеохимическое моделирование рудных формаций и практика прогнозно-оценочных работ // Сов. геология. 1990. № 6. С. 8–19.
5. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимические исследования температурно-фациальной зональности, их значение для поисков и оценки гидротермальных рудных месторождений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С. 213–220.
6. *Попивняк И. В.* Термобарогеохимические условия минералообразования, поисково-оценочные критерии и прогнозирование оруденения в Кедровском рудном районе (Западное Забайкалье, зона БАМ): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1977.
7. *Ляхов Ю. В.* Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях // Минерал. сб. 1988. № 42. Вып. 2. С. 26–33.
8. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимические основы и принципы локального прогноза золотого оруденения // Минерал. сб. 1996. № 44. Вып. 2. С. 47–53.
9. *Моисеенко В. Г.* Геохимия и минералогия золоторудных районов Дальнего Востока. М., 1977.
10. *Петровская Н. В.* Самородное золото. М., 1973.
11. *Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д.* Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976. Т. 2. С. 3–110.
12. *Гамянин Ч. Н.* Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1991.
13. *Гончаров В. И., Сидоров А. А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М., 1979.
14. *Давиденко Н. М.* Минеральные ассоциации и условия формирования золотосодержащих жил Мало-Ануйского района Западной Чукотки. Новосибирск, 1975.

15. Коновалов И. В. Условия образования золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации (Восточная Сибирь). Новосибирск, 1985.
16. Вилор Н. В., Саранулова В. Н. К вопросу о миграционной способности золота при эндогенных процессах // Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970. С. 178–182.
17. Банникова Л. А., Барсуков В. Л. Использование изотопных и химических данных для изучения окислительно-восстановительных реакций в гидротермальных системах // Геохимия. 1985. № 3. С. 314–323.
18. Попівняк І. В. О роли CO₂ в формировании месторождений Муйского золоторудного района (Северная Бурятия) // Углерод и его соединения в эндогенных процессах рудообразования. Львов, 1975.

QUANTITATIVE TERMOBAROGEOCHEMICAL MODELLING OF GOLD-BEARING FIELDS IN THE LOCAL FORECAST PRACTICE

Yu. Liakhov, M. Pavlun', I. Popivniak, S. Tsikhon'

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Thermobarogeochemical studies, detailed mapping and modelling of the gold-bearing objects (deposits, zones etc.) are the important elements of the forecast-searching complex. Paleohydrosystem thermostatic control degree expressed in the quantitative estimations of vertical paleothermal gradients is the value of mineralization perspectives, its vertical scale and display forms. On the whole with thermostatic control processes lowering (Δt from 5–10 to 30–40°C per 100 m) the vertical mineralization scale shortens regularly while its concentration increases. The last fact is important during determination of searching priority of the potentially gold-bearing regions.

Key words: thermobarogeochemistry, thermostatic control, paleothermal gradient, gold mineralization.

Стаття надійшла до редколегії 29.05.2001