

ПРО НЕОБХІДНІСТЬ ДОПОВНЕННЯ СХЕМИ ГЕНЕТИЧНОЇ КЛАСИФІКАЦІЇ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН КЛАСОМ МЕТАМОРФОГЕННО-ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩ ГІДРОТЕРМАЛЬНОЇ ГРУПИ

Микола Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: mykola.pavlun@lnu.edu.ua*

У статті розглянуто особливості фізико-хімічного перебігу процесів формування золоторудних родовищ Українського щита (УЩ). Установлено їхню метаморфогенно-гідротермальну природу. Про це свідчить найбільш високобаричний (до гіпербаричного) тиск мінералоутворення (200–300–350 МПа), суббізохоричний тренд перебігу процесів рудогенезу та високий ступінь термостатування й геологічно найзакритіший тип глибинних рудогенерувальних палеогідротермальних систем, де вертикальний палеотемпературний градієнт ($\Delta T/100$ м) змінюється від 8–10°C/100 м (Балка Широка), 5–8°C/100 м (Балка Золота) до 3–5°C/100 м (Майське). Діагностовано високий ступінь густини діоксиду вуглецю у флюїдах (до 0,944–1,02 г/см³) у початковий гіпер- і високобаричний період формування родовищ УЩ. Це проявляється в очевидному домінуванні гомогенізації складних вуглекислотно-водно-сольових, водно-сольових, вуглекислотно-водних і суттєво водних включень за першим типом – у рідину. Натомість гомогенізація в газову фазу за другим типом, у тім числі часткова й повна (для інклюзивів із CO₂), відбувається у зв'язку з фазовими переходами CO₂ в складі генерацій «киплячих» гідротерм (P_{CO₂}-Г-P_{H₂O} і P_{CO₂}-Г) під час та особливо на завершення формування золотоносних парагенезисів. Неординарно висока густина метаморфогенних флюїдів через особливо велику в'язкість рідинної фази інклюзивів проявляється в украй повільному (стисненому) процесі часткової й повної гомогенізації (гетерогенізації) інклюзивів, що не властиво магматогенно-гідротермальним родовищам.

Ці та деякі інші ознаки термобарохімічного перебігу процесів рудоутворення, які виключно властиві метаморфогенно-гідротермальним родовищам, дають нам підстави доповнити класифікацію родовищ корисних копалин В. Смірнова новим класом гідротермальної групи – метаморфогенно-гідротермальним.

Ключові слова: класифікація родовищ корисних копалин, термобарогеохімія, родовища золота України, метаморфогенно-гідротермальне зруденіння, генезис.

Процес магматогенно-гідротермального рудогенезу з'ясовано майже достеменно. Він реалізується за двома схемами: 1) екстракція речовини відбувається в процесі магматичної дистиляції флюїдними складовими з відображеними у вигляді зон прожилково-вкрапленої мінералізації жил і штокверків; 2) винесення речовини з магматичних тіл та інтродованих ними порід рами виконують конвективні потоки активізованих метеорних (вадозних) вод глибинної циркуляції в тому чи іншому співвідношенні з ювенільними водами (флюїдами).

Щодо метаморфогенно-гідротермального виникнення нових нагромаджень рудної речовини, то вони теж забезпечуються за двома варіантами перебігу процесу (Петровська,

1976; Шило, 1976; Буряк, 1997). За одним із них джерелом речовини є товщі й комплекси різних метаморфічних порід, а роль транспортувальних агентів тут уже відіграє тріада так званих похованих, метаморфогенних і активізованих метеорних (вадозних) вод глибинної циркуляції. Енергія рудоутворення забезпечується метаморфічними або магматичними процесами. І тут вступає в дію другий варіант такого рудогенезу: він реалізовується шляхом виникнення парамагматитів в умовах ультраметаморфічного переплавлення речовини (палінгенезу чи анатексису) і реалізації рудоутворення за пропонуваними схемами 1 і 2, що наведені вище. Загалом рудогенез у цьому разі може реалізовуватися за різними комбінаціями, що в сумі відповідають метаморфогенно-гідротермальному рудоутворенню. Про природу й діагностичні ознаки термобарогеохімії таких процесів і необхідність доповнення генетичної класифікації В. Смірнова метаморфогенно-гідротермальним класом гідротермальних утворень ідеться в статті.

Процеси класифікації родовищ корисних копалин (далі – РКК) та деталізації й удосконалення класифікаційних систем із розширенням інформаційного кола знань є нескінченними, як і сама наука. Їх складність у галузі рудогенії особливо висока внаслідок різноманітності фізико-хімічних умов і механізмів рудоутворення й безлічі геологічних ситуацій їхнього прояву, нерідко з ознаками комбінованого (накладеного) розвитку зрудення поліформаційного типу. Саме тому не існує двох абсолютно однакових РКК, кожне з яких індивідуальне [8].

Ключовими ознаками перших класифікаційних спроб були ті, які порівняно легко діагностуються візуально: речовинний склад, будова, форма й розміри рудних тіл. Саме це враховувала найдавніша класифікація Георгія Бауера [12]. Подібний напрям так званих морфологічних кваліфікаційних систем розвинуто в працях відомих геологів, зокрема Б. Котта (1859), А. Бадера (1925) та інших.

З удосконаленням уявлень про природу й механізми рудоутворення з'явилося поняття про первинні та вторинні руди, магматичні й післямагматичні, гідротермальні РКК [11]. Розробляли також методологію типізації родовищ, яка, з огляду на помітний розвиток теорії рудогенезу наприкінці XIX і початку XX століття, стала визначальною: класифікація РКК на генетичних принципах і засадах відкриває шлях до їх розшуків і прогностичного оцінювання рудоносних територій. Природно, що стався вибухоподібний процес розробки генетичних класифікаційних систем, що відрізнялися наданням переваг таким чинникам рудогенезу, як характер зв'язків із геолого-енергетичними, фізико-хімічними, гравітаційно-механічними процесами концентрації корисних копалин, а також глибини локалізації зрудення, відстані від його речовинно-генетичного джерела від синрудної палеоповерхні, завдяки чому враховували можливий діапазон зміни термобаричного, окисно-відновного режиму рудоутворювальних систем тощо [8].

Різні аспекти цього процесу висвітлено в багатьох працях, але особливо популярними були класифікаційні системи західноєвропейської вулcano-плутонічної [17] і класифікація за природою рудоутворювального флюїду, способом відкладання руд і за рудними асоціаціями [10]. Але найширшого визнання набула глибинно-температурна класифікація на основі уявлень про генезис руд і середовище мінералоутворення в США [15; 16]. Ця класифікація була дещо видозмінена й доповнена телетермальними [14] і ксенотермальними [13] родовищами. І хоча ці класифікації перевищували інформаційно-аналітичні можливості геології тієї пори, вони суттєво вплинули на логіку, зміст і структуру подальших розробок з генетичної класифікації РКК, особливо на 1/6 площі світу, де геологічна наука й освіта були в справжньому пріоритеті. Зокрема, це добре видно з генетичних праць В. Обручева, О. Ферсмана, П. Татарінова, М. Усова, С. Захарова, І. Магак'яна, Є. Радкевич, В. Котляра, І. Рожкова, особливо В. Смірнова.

Кожна генетична класифікаційна система так чи інакше спрямована на вирішення певного кола проблем, завдань, досягнення конкретної мети. Класифікація поліпшує опис родовищ і в деяких випадках дає змогу робити реальні висновки стосовно їх походження й закономірностей поширення. Класифікація РКК повинна бути складена просто, але головне, щоб нею можна було користуватися в польових умовах [11]. Із цього погляду, а також із погляду дидактичних міркувань у галузі сучасної рудогенії й незаперечного досвіду провідних закладів вищої школи пріоритет належить генетичній класифікації РКК В. Смірнова, яка найконкретніше враховує всі принципово важливі досягнення попередників і разом із тим залишається оригінальною, змістовною та повною (Смірнов, 1969, 1974, 1982).

Зокрема, ця схема генетичної класифікації РКК включає чотири різномасштабні «рівні організації матерії»: генетичну серію, що відображає характер енергетичного-речовинного джерела й можливе місце локалізації зруденіння; генетичну групу, що об'єднує родовища різних корисних копалин, пов'язаних розвитком рудоутворювального процесу певного типу («генетичний тип» зруденіння); генетичний клас родовищ, що відрізняється певною специфікою механізмів прояву того чи іншого рудного процесу; генетичний підклас родовищ об'єднує родовища, що пов'язані з розвитком одного типу процесу, проте за умови своєї геолого-структурної ситуації.

Однак в найпоширенішій сьогодні й майже універсальній генетичній класифікаційній схемі РКК академік В. Смірнов (1982) серед класів родовищ гідротермальної групи не вирізняє метаморфогенно-гідротермальний клас РКК: у схемі генетичної класифікації родовищ є тільки плутоногенно-гідротермальний, вулканогенно-гідротермальний і телетермальний, а новим класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ ми доповнили гідротермальну групу.

Чому? Та найвірогідніше через те, що в метаморфогенно-гідротеральному класі рудогенезу значно більше на той час було фізико-хімічної гіпотетики й нестачі саме термобарогеохімічних (далі – ТБГХ) ознак перебігу таких своєрідних процесів і неспростованих геолого-геохімічних і ТБГХ-фактологічних даних на її підтвердження. Про природу й діагностичні ТБГХ-ознаки таких процесів і сформованих при цьому родовищ, зокрема золоторудних на УЩ, і йдеться в повідомленні.

За емпіричними спостереженнями й теоретико-експериментальними даними процес магматогенно-гідротермального рудогенезу здійснюється за кількома різними схемами. За першою з них винос (екстракція) речовини з магматичних тіл відбувається в процесі магматичної дистиляції їхніми флюїдними складовими, а за другою – винос речовини з магматичних тіл та інтродованих ними порід рами виконують конвективні потоки активізованих метеорних (вадозних) вод глибокої циркуляції в тому чи іншому кількісному співвідношенні з магматичними (ювенільними) водами (флюїдами). Модель подібних конвективних систем так званого рециклінгу за період рудоутворення усуває проблему дефіциту транспортувальних агентів, що впливає із зіставлення розрахункових (за розчинністю компонентів) мас флюїдного носія з його розчинністю в магматичних силікатних розплавах.

Що стосується метаморфогенного, особливо метаморфогенно-гідротермального, виникнення нових нагромаджень рудної речовини, то тут вони забезпечуються теж за двома варіантами перебігу процесу (Буряк, 1997). За одним із них, це відбувається шляхом перегрупування розсіяних її концентрацій з виносом у ділянці зі структурно-літологічно (петрографічно) і фізико-хімічно сприятливим для рудовідкладання режимом. У таких процесах джерелом речовини є наявні геологічні утворення – товщі й комплекси різних метаморфічних порід; роль транспортувальних агентів тут здебільшого виконує триада так званих похованих, метаморфогенних та активізованих метеорних (вадозних)

вод глибинної циркуляції. Енергія процесу утворення забезпечується метаморфічними або магматичними процесами. І тут вступає в дію другий варіант такого рудогенезу: він здійснюється шляхом виникнення парамагматитів в умовах ультраметаморфічного переплавлення речовини (палінгенезу чи анатексису) і реалізації рудоутворення за плутоногенними схемами 1 і 2, що наведені вище. Загалом же рудоутворення в цьому разі може реалізовуватися за різними комбінаціями, що в сумі відповідають метаморфогенно-гідротермальному рудогенезу. Такі процеси зумовлені високотемпературно-баричними перетвореннями порід різного походження, часто з переважанням у їх складі осадових порід, які лише енергетично належать до глибинних утворень, а речовинно – ні. Не випадково така рудна мінералізація часто тяжіє до товщ порід, нерівномірно збагачених карбонатними утвореннями [1; 2]. Це забезпечує дію принципово важливого механізму дегідратації та декарбонатизації відповідних порід: включається потужний засіб формування так званих метаморфогенних вуглекислотно-водних термальних металоносних розчинів, що здатні до нагромадження, перенесення й відкладання значної кількості різних корисних копалин саме у вигляді метаморфогенно-гідротермальних, у тім числі золотоносних, руд.

Що стосується просторової асоціації зруденіння з магматизмом, то це, як ми показали [2], у принципі можливо, але тільки як результат ультраметаморфізму з частковим переплавленням порід, якщо йдеться не про причиново-наслідкові, а паралельні («братські») зв'язки (як це має місце, зокрема, на родовищі Майському формації золотоносних біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів на Українському щиті (далі – УЩ)) [3], де анатектичні граніти відіграють роль енергетичної флюїдної системи [4; 5].

Метаморфогенно-гідротермальну природу РКК, зокрема золоторудних родовищ УЩ, ми описали й обґрунтували неодноразово [2–5; 6–7], у тім числі в підручнику [8], де ми вперше поставили питання про доповнення схеми генетичної класифікації РКК В. Смірнова класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ, особливо детально розглянули метаморфогенно-гідротермальну природу золоторудних родовищ УЩ за даними ТБГХ [9–10].

Метаморфогенно-гідротермальні родовища поширені в регіонально метаморфізованих докембрійських блоках земної кори. За віком більшість із них пов'язана з процесами метаморфізму докембрійських епох, інколи раннього палеозою.

Вони приурочені до ділянок прадавньої складчастості, де тяжіють до двох геотектонічних структур: граніт (грануліт)-зеленокам'яних ділянок архейських щитів (найчастіше до їх ядерних частин – кратонів) чи протерозойських зон складчастого облямування архейських ядер. Рудовмісними є в ядерних структурах щитів метабазити по туфолововому матеріалу основного складу (метадіабази-дуніти-перидотити), що перетворені в серпентин-тальк-хлоритові кристалічні сланці й подекуди прорвані продуктами процесів гранітизації (ультраметаморфізму) у вигляді складних тіл граніт-порфірів (Канадський щит, Західно-Австралійський щит) або кварцових порфірів, альбітофірів (УЩ, Сурська зеленокам'яна структура); у периферійних зонах облямування ядер домінують гнейси, різноманітні амфібол-гранат-біотитові кристалосланці, важливу рудолокалізуювальну роль відіграють філітоподібні графітізовані сланці [1; 2; 4; 5].

Зв'язки зруденіння з магматичними утвореннями первинно структурно-енергетичні й, вірогідно, зумовлені просторово-віковою спільністю певних циклів активізації метаморфогенних перетворень. Хоча подекуди можливі й парагенетичні зв'язки з кислими дериватами в складі так званих плутоно-вулканічних комплексів, які нерідко завершуються субвулканічною та еруптивною діяльністю. Типовим у цьому контексті є метаріодацит-плагіогранітний комплекс Сурської зеленокам'яної структури УЩ, де простежуються навіть зональний розподіл рідкіснометалевого й золотого зруденіння (родовище Сергіївське, Балка Золота тощо).

Контроль зруденіння зумовлений особливостями розвитку певних зон змінання метаморфогенних порід типу пластичних деформацій, зонами розвитку січних структур. У цьому разі рудолокалізуювальну роль відіграють деякі стратиформні поклади магніто-активних порід типу залізистих кварцитів, магнетитоносних амфіболітів або кристалосланців, що збагачені вуглецем, особливо інтенсивно графітізованих (родовище Балка Широка) [2]. Відповідно, форми рудних тіл метаморфогенно-гідротермального класу суттєво відрізняються від утворень попередніх магматогенно-гідротермальних класів надзвичайною різноманітністю. Головно вони є «неправильними» з чіткими елементами успадкування складчастості рудовмісного блока (вервице-, флекуро-, S-подібні, фестончасті тощо); дуже рідкісними є чітко стратиформні тіла (пластові, лінзоподібні), іноді типові січні (жильні, лаштункоподібні жили, зони прожилково-вкрапленої мінералізації, штокверки з переходом до змішаних утворень складної полум'яноподібної форми) [2; 8].

Опишемо найяскравіші ТБГХ ознаки цих родовищ. Родовища цього типу є найвисокобаричнішими (250–300 МПа, часто гіпербаричними (350 МПа, родовище Майське в Дністерсько-Бузькому мегаблоці УЩ) серед гідротермальних утворень: це добре узгоджується з попередніми припущеннями щодо їхньої глибинності від 4–5 до 10–12 км (Петровська, 1973, Бородаєвська, Рожков, 1978) і є першою ознакою родовищ метаморфогенно-гідротермального класу.

Другою специфічною рисою рудогенерувальної системи є провідна роль надкритичних, виключно гомогенно-рідинних фаз не просто водно-сольових, а суттєво вуглекислотно-водних і водно-вуглекислотних розчинів, що насичені іншими газами (CH_4 , N_2 , H_2) та легкорозчинними солями галоїдно-гідрокарбонатного складу (нерідко сольова концентрація до 50–65 мас. %). Це пов'язано з процесами «всолювання», тобто з вилугуванням і насиченням розчинів деякими компонентами бічних порід, а також процесів поступового розкладання певних металоносних комплексних сполук.

Серед флюїдних включень наявні виключно рідкісні високогустинні суттєво газові (наповнені водним розчином <10%) із кристалічною фазою NaCl. Діагностовані водно-сольові трифазові включення гомогенного стану середовища мінералоутворення ($\Gamma\text{-T}_{\text{NaCl}}\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\text{T}_{\text{NaCl}}\text{-}\Gamma\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$) та вуглекислотно-водні високогустинного флюїду ($\Gamma\text{-P}_{\text{CO}_2}\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$, 0,94–0,97 до 1,02 г/см³) на родовищі Майському [2; 3; 9; 8].

Натомість на Сергіївському й родовищі Балка Золота разом із гомогенним визначено гетерогенний стан середовища: тут є суттєво вуглекислотні ($\Gamma\text{-P}_{\text{CO}_2}$ і $\Gamma\text{-P}_{\text{CO}_2}\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$) з об'ємом рідинного CO_2 95–90% і газоподібного CO_2 5–10%, звичайні вуглекислотно-кристалічні ($\Gamma\text{-T}\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\Gamma\text{-P}_{\text{CO}_2}\text{-T}\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$). Усі вони є крайнім випадком гетерогенного захоплення з домішками не головної вуглекислотно-водної фази, а супутніх – рідкого діоксиду вуглецю, кристалічної галітової фази або обох разом. Такий тип гетерогенного стану властивий виключно для метаморфогенно-гідротермальних родовищ золота, а подібну гетерогенізацію ми називаємо «трифазною» або «подвійною», коли одразу з'являється дві додаткові фази (NaCl і CO_2) супроти звичайної гетерогенізації постмагматичних гідротерм (плутоні- й вулканогенно-гідротермальних) із виникненням тільки однієї з цих фаз: газоподібного CO_2 – закипання, рідкого CO_2 – ліквідація, фази NaCl – кристалізація [2; 9; 10].

Висока густина флюїдів (0,740–0,944–0,970–1,02 г/см³) у початковий гіпер- і високобаричний період формування родовищ золота УЩ визначає гомогенізацію складних вуглекислотно-водно-сольових, водно-сольових, вуглекислотно-водних включень за першим типом – у рідину. Те саме відбувається під час гомогенізації CO_2 у складі три-чотирифазних і вуглекислотних включень гомогенного захоплення. Гомогенізація за другим типом (у газову фазу), у тім числі часткова й повна, відбувається лише з фазовими переходами CO_2 у складі генерацій «киплячих» гідротерм ($\text{P}_{\text{CO}_2}\text{-}\Gamma\text{-P}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\text{P}_{\text{CO}_2}\text{-}\Gamma$) під час та особливо на завершненні

формування власне золотоносних парагенезисів. При цьому як наслідок високобаричних глибинних умов рудогенезу спостерігається порівняно низька температура гомогенізації таких інклюдивів з дещо вищою за таку на плутоногенно-гідротермальних родовищах.

Неординарно висока густина метаморфогенних флюїдів проявляється в особливостях динаміки фазових перетворень. У цьому процесі відбувається не властива для постмагматичних родовищ, край помітна й малопомітна зміна фазових співвідношень із дуже спокійним зникненням (появою) парогазової фази через особливо велику в'язкість рідинної фази інклюдивів.

Процес мінералоутворення на таких об'єктах, як і на магматогенно-гідротермальних родовищах золота розвивався багатостадійно регресивно-інверсійно й у широкому діапазоні температур (500–50 °С), але, на відміну від них, у дуже спокійному міжстадійному режимі з температурними інверсіями не більше ніж 5–20 °С. Зміни температури в просторі також дуже витримані й стабілізовані, що є ще однією важливою специфічною діагностичною рисою цього класу родовищ [9; 10].

Загалом золотоносні родовища УЩ потрапляють у поля найтермостатованіших і геологічно найзакритіших глибинних генерувальних систем із параметрами вертикального палеотемпературного градієнта ($\Delta T/100$ м) не більше ніж 8–10 °С/100 м (Балка Широка), 5–8 °С/100 м (Балка Золота, Сергіївське) до 3–5 °С/100 м (Майське), що узгоджується з величиною термоградієнтів сучасних термоактивних зон земної кори. Саме ця четверта особливість метаморфогенно-гідротермального класу зумовлює суттєву поширеність на глибину та масштабність розвитку їх зруденіння, яка сягає 2–3 км. Натомість порівняно з плутоногенно-гідротермальними й вулканогенно-гідротермальними (ΔT 15–30 °С на 100 м і 25–30 до 90 °С на 100 м відповідно) родовищами порівняно багатих руд це значно менш концентрований тип зруденіння з поширенням порівняно бідних, головню прожилково-вкраплених і метасоматично заміщених руд, що формують мінералізовані зони й інколи поодинокі жильні тіла, однак із великими та дуже великими запасами металу.

І, нарешті, остання особливість перебігу процесів рудоутворення на плутоногенно- й вулканогенно-гідротермальних і метаморфогенно-гідротермальних родовищах золота. Тренд їх розвитку, відповідно, мав нахрест ізохоричний напрям проти субізохоричних трендів розвитку рудогенезу на метаморфогенно-гідротермальних родовищах УЩ та подібних родовищах інших щитів.

Генотипними представниками цього класу є відомі родовища таких мінеральних типів: величезні за запасами галеніт-сфалеритові (Салліван, Канада; Брокен-Хілл, Південна Австралія), домінують за кількістю й величиною запасів благородного металу родовищ давньої золото-кварцової рудної формації великих глибин, малосульфідні (1–5%) із піритом, піротином, арсенопіритом – Колар, Мізор, Індія; Поркюпайн, Канада; Морро-Велью, Бразилія; Шервуд Стар у залізистих кварцитах (Центральна Африка); Калгурлі, Австралія; Ашанті (у графітізованих філітах), Гана; Балка Золота, Сергіївське, Балка Широка, Майське в Середньопридніпровському та Дністерсько-Бузькому мегаблоках УЩ; Сурозьке, Ольгінське в Приазовському мегаблоці УЩ; вірогідно, Сауляк на Рахівщині, Закарпаття; родовища високоякісних руд графіту в Індії, Шрі-Ланці (о. Цейлон) тощо.

Отже, родовища метаморфогенно-гідротермального класу гідротермальної групи поширені на архейських щитах і в протерозойському складчастому облямуванні, мають здебільшого неправильну й складну полум'яноподібну морфологію рудних тіл.

До характерних особливостей генезису таких родовищ треба зарахувати такі:

- найвисокобаричніший стан гідротермальної системи рудогенезу – від 200–300 до 350 МПа;
- золотоносні родовища УЩ потрапляють у поле геологічно найзакритіших і найтермостатованіших рудогенерувальних систем із параметрами вертикального

палеотемпературного градієнта ($\Delta T/100$ м) близько 8–10 °C/100 м (Балка Широка), 5–8 °C/100 м (Балка Золота, Сергівське), 3–5 °C/100 м (Майське);

- субізохоричний тренд перебігу процесу рудогенезу на метаморфогенно-гідротермальних родовищах і вхрест ізохоричний розвиток палеогідротермальної системи на магматогенно-гідротермальних родовищах;

- специфічною рисою рудогенерувальної системи є провідна роль надкритичних виключно гомогенно-рідинних фаз не просто водно-сольових, а суттєво вуглекислотно-водних, водно-вуглекислотних розчинів, які насичені іншими газами (CH_4 , H_2 , N_2) і легко розчиненими солями галоїдно-гідрокарбонатного складу (нерідко сольова концентрація до 50–65 мас. % NaCl). Це пов'язано з процесами всолювання, тобто з процесами вилуговування й нагромадження в розчинах компонентів бічних порід;

- висока густина флюїдів (0,740–0,944–0,970–1,02 г/см³) у початковий гіпері високобаричний період формування родовищ золота на УЩ визначає гомогенізацію складних вуглекислотно-водно-сольових, водно-сольових і вуглекислотно-водних включень за першим типом – у рідину, так само відбувається під час гомогенізації CO_2 у складі три-чотирифазних і вуглекислотних включень гомогенного захоплення;

- неординарно висока густина флюїдів проявляється в особливостях динаміки фазових перетворень у включеннях: у цьому процесі відбувається вкрай помітна й мало помітна зміна фазових перетворень із дуже повільним зменшенням (поєюво) парогазової фази через велику в'язкість рідинної фази інклюдивів;

- процес мінералоутворення розвивається багатостадійно регресивно-інверсійно, але в дуже спокійному міжстадійному режимі з температурними інверсіями не більше ніж 5–20°C.

Є й інші ТБГХ ознаки специфічного режиму формування золоторудних родовищ УЩ, але й перераховано достатньо, щоб вирізнити метаморфогенно-гідротермальний клас родовищ гідротермальної групи.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О.Б. Корисні копалини України. Львів : ВЦ ЛДУ, 1992. Ч. 1 : Золоторудні родовища Українського щита. 58 с.
2. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України / О.Б. Бобров, Д.С. Гурський, А.О. Сіворонов та ін. Київ : ВЦ УДГРІ, 2004. 456 с.
3. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Меркушин І.Є. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення). Дніпропетровськ, 2000. 180 с.
4. Metallogeny of Noble Metals of the Ukrainian Shield / O.B. Bobrov, D.S. Gursky, S.V. Nechaev, A.O. Sivoronov, O.O. Yushin, M.M. Pavlun. *Mineral. Journ.* (Ukraine). 2002. № 2/3. С. 37–44.
5. Economic gold mineralization in the Ukrainian Shield / A.B. Bobrov, A.A. Sivoronov, V.I. Malyuk, M.M. Pavlun. *Newsletter of the ILGGM*. 1998. № 26. Р. 61–64.
6. Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Ціхонь С.І. Термостатованість палеогідросистем як основа генетичної типізації золоторудних родовищ України (за даними дослідження флюїдних включень). *Мінерал. збірник*. 2000. № 50. С. 38–43.
7. Ляхов Ю., Павлунь М. Термобарогеохімічне обґрунтування рудно-формаційної належності ендогенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методологічні аспекти. *Мінерал. збірник*. 2002. № 52. С. 68–73.
8. Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Ціхонь С.І. Геологія корисних копалин (Ч. 1. Рудогенез) : навчальний підручник. Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 245 с.
9. Павлунь М.М. Фізико-хімічні умови і зональність розвитку молібден-вольфрамових та золоторудних формацій (за результатами термобарогеохімічних досліджень) : автореф. дис. ... докт. геол. наук. Львів, 2003. 53 с.

10. Павлунь М.М. Про метаморфогенно-гідротермальну природу родовищ золоторудних формацій Українського щита. *Мінерал. журнал*. 2015. Т. 37. № 3. С. 98–111.
11. Park Ch.F., Mac-Piarmid R.A. Ore deposits. Eol. Free man and comp.; Sun. Francis and London, 1964. 545 p.
12. Agrikola G. De Re Metallica. 1556. Ed. by H.C. Hoover and L.H. Hoover. New York : Dover Publications, 1950.
13. Badolington H.F. High-temperature mineral associations at shallow to moderate depths. *Econ. Geol.* 1935. № 30. P. 205–222.
14. Craton L.C. The depth-zones in ore deposition. *Econ. Geol.* 1933. № 8. P. 513–555.
15. Lindgren W. Mineral deposits. New York, Mc-Graw-Hill Book Co., inc., 1913.
16. Lindgren W. Mineral deposits (4th ed). New York, Mc-Graw-Hill Book Co., 1933.
17. Niggli P. Ore deposits of magmatic origin (translated H.C. Boydell). London, Thomas Murby and Co., 1929.
18. Schneiderhomu H. Lehrbuch der Erzlagerstunde. Jena. Gustav Fisher, 1941.

REFERENCES

1. Bobrov O.B. (1992). Korysni kopalyny Ukrainy [Minerals of Ukraine]. Ch.1. Zolotorudni rodovyscha Ukrainskoho shchya. Lviv: LDCh, 1992. 58 p. [in Ukrainian].
2. Bobrov O.B., Hurskyi D.S., Sivoronov A.O. ta in. (2004). Heoloho-henetychna typizatsiia zolotorudnykh rodovysch Ukrainy [Geological and genetic typing of gold ore deposits of Ukraine]. K., VTs UDHR, 456 p. [in Ukrainian].
3. Bobrov O.B., Sivoronov A.O., Merkuishyn I.Ie. (2000). Maiske zolotorudne rodovysche (heolohiia, rehovynnyi sklad rud, model utvorennia) [May gold ore deposit (geology, material composition of ores, model of formation)]. Dnipropetrovsk, 180 p. [in Ukrainian].
4. Bobrov O.B., Gursky D.S., Nechaev S.V., Sivoronov A.O., Yushin O.O., Pavlun M.M. (2002). Metallogeny of Noble Metals of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ.* (Ukraine). 24. № 2/3. pp. 37–44.
5. Bobrov A.B., Sivoronov A.A., Malyuk B.I., Pavlun M.M. (1998). Economic gold mineralization in the Ukrainian Shield: *Newsletter of the ILGGM*. Southgempton. April. No 26. pp. 61–64.
6. Liakhov Yu.V., Pavlun M.M., Tsikhon S.I. (2000). Termostatovanist paleohidrosystem yak osnova henetychnoi typizatsii zolotorudnykh rodovysch Ukrainy (za danymy doslidzhennia fluidnykh vkluchchen) [Thermostability of paleohydrothermal systems as a basis for genetic typing of gold ore deposits of Ukraine (according to the study of fluid inclusions)]. *Mineral. zb.* № 50, pp. 8–43 [in Ukrainian].
7. Liakhov Yu., Pavlun M. (2002). Termobarogeokhimichne obgruntuvannia rudno-formatsiinoi nalezhnosti endohennykh zolotorudnykh rodovysch Ukrainy: teoretychni ta metodolohichni aspekty [Thermostability geochemical substantiation of the ore-formation affiliation of endogenous gold ore deposits of Ukraine: theoretical and methodological aspects]. *Mineral. zb.* № 52, pp. 68–73 [in Ukrainian].
8. Liakhov Yu.V., Pavlun M.M., Tsikhon S.I. (2011). Heolohiia korysnykh kopalyn (ch. 1. Rudohenez): navchalnyi pidruchnyk [Geology of minerals (Part 1. Oreogenesis): textbook]. Lviv: LNU imeni Ivana Franka, 245 p. [in Ukrainian].
9. Pavlun M.M. (2003). Fyzyko-khimichni umovy i zonalnist rozvytku molibden-volframovykh ta zolotorudnykh formatsii (za rezultatamy termobarogeokhimichnykh doslidzhen) [Physico-chemical conditions and zonation of development of molybdenum-tungsten and gold ore formations (according to the results of thermobarogeochemical studies)]: Avtoref. dys. ... d-ra heol. nauk. Lviv, 53 p. [in Ukrainian].
10. Pavlun M.M. (2015). Pro metamorfohenno-hidrotermalnu pryrodu rodovysch zolotorudnykh formatsii Ukrainskoho shchya [On the metamorphogenic-hydrothermal nature of deposits of gold ore formations of the Ukrainian shield]. *Mineralohichnyi zhurnal*, Kyiv. t. 37, № 3, pp. 98–111 [in Ukrainian].
11. Park Ch.F., Mac-Piarmid R.A. (1964). Ore deposits. Eol. Free man and comp.; Sun. Francis and London, 545 p.

12. Agrikola G. De Re Metallica. 1556 (1950). Ed by H.C. Hoover and L. H. Hoover. New York: Dover Publications.
13. Badolington H.F. (1935). High-temperature mineral associations at shallow to moderate depths. *Econ. Geol.* 30. pp. 205–222.
14. Craton L.C. (1933). The depth-zones in ore deposition. *Econ. Geol.* 8. pp. 513–555.
15. Lindgren W. (1913). *Mineral deposits*, New York, Mc-Graw-Hill Book Co., inc.
16. Lindgren W. (1933). *Mineral deposits* (4th ed). New York, Mc-Graw – Hill Book Co.
17. Niggli P. (1929). *Ore deposits of magmatic origin* (translated H.C. Boydell), London, Thomas Murby and Co.
18. Schneiderhomu H. (1941). *Learbuch der Erslagersten kunde*. Jena. Gustav Fisher [in German].

ON THE NECESSITY OF SUPPLEMENTING THE SCHEME OF GENETIC CLASSIFICATION OF MINERAL DEPOSITS WITH THE CLASS OF METAMORPHOGENIC-HYDROTHERMAL DEPOSITS OF THE HYDROTHERMAL GROUP

Mykola Pavlun

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: mykola.pavlun@lnu.edu.ua*

The features of the physical and chemical course of the processes of formation of gold ore deposits of the Ukrainian Shield are considered. Their metamorphic-hydrothermal nature is established. This is evidenced by the highest (up to hyperbaric) pressure of mineral formation (200–300–350 MPa), sub-isochoic trend of ore formation processes and a high degree of thermostatization and geologically the most closed type of deep ore-generating paleohydrothermal systems, where the vertical paleotemperature gradient ($\Delta T/100$ m) ranges from 8–10°C/100 m (Balka Shyroka), 5–8°C/100 m (Balka Zolota) to 3–5°C/100 m (Mayske). A high degree of carbon dioxide density in the fluids (up to 0.944–1.02 g/cm³) was diagnosed during the initial hyper- and high-baric period of the formation of the UC deposits. This is manifested in the obvious dominance of homogenization of complex carbon dioxide-water-salt, water-salt, carbon dioxide-water and substantially water inclusions of the first type – in the liquid. Instead, homogenization into the gas phase of the second type, including partial and complete (for inclusions with CO₂), occurs due to phase transitions of CO₂ as part of the generation of “boiling” hydrotherms (CO₂–G–H₂O and CO₂–G) during and especially at the end of the formation of gold-bearing paragenesis. The unusually high density of metamorphic fluids due to the particularly high viscosity of the liquid phase of inclusions is manifested in an extremely slow (compressed) process of partial and complete homogenization (heterogenization) of inclusions, which is not typical for magmatogenic-hydrothermal deposits.

These and some other features of the thermobarochemical course of ore formation processes, which are exclusively characteristic of metamorphic-hydrothermal deposits, give us grounds to supplement the classification of V. Smirnov's mineral deposits with a new class of hydrothermal group – metamorphic-hydrothermal.

Deposits of the metamorphogenic-hydrothermal class of the hydrothermal group are widespread on Archean shields and in the Proterozoic folded border and mostly have an irregular and complex flame-like morphology of ore bodies.

Key words: classification of mineral deposits, thermobarogeochemistry, gold deposits of Ukraine, metamorphogenic-hydrothermal mineralization, genesis.