

## ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ РОДОВИЩА БАЛКА ШИРОКА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

**Микола Павлунь**

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

Схарактеризовано процеси мінералогенезу на родовищі Балка Широка (Середнє Придніпров'я), послідовність і термобаричні умови формування стійких парагенезисів, мінеральних асоціацій і комплексів. Доведено, що на родовищі виявлений субізохоричний тренд розвитку рудогенезу; родовище середньобарне (до 200 МПа), високо-середньотемпературне, належить до великих глибин (за Н. Петровською, 1973) щодо синрудної палеоповітряної поверхні. Яскраво виявлені процеси ремобілізації й перерозподілу рудних компонентів: відбувалося перегрупування золота, початково локалізованого в хемогенних залізистих кварцитах, водночас золото “запозичене” з базит-ультрабазитових асоціацій глибинних ділянок. Джеспіліти, будучи джерелом цього золота, одночасно виконували роль літолого-геохімічних бар'єрів-осаджувачів цього металу. Усе це в комплексі з тим, що рудні тіла часто-густо виходять за межі пластів джеспілітів, свідчить про епігенетичність золотого зруденіння щодо пластів джеспілітів. Наведено сприятливі термобарогеохімічні критерії золотого зруденіння і виконано оцінювання продуктивності рудних тіл у профілі “О” з глибиною.

*Ключові слова:* золото, термобарогеохімія, літолого-геохімічний бар'єр, джеспіліти, фізико-хімічні умови, прогнозування, родовище Балка Широка, Український щит.

Родовище Балка Широка залягає в межах високомагнітної ділянки західного крила антиклінальної складки, побудованої породами сланцево-джеспіліт-толейтової формації. Вони поширені в зоні екзоконтактового впливу Чкалівського масиву тоналіт-плагіогранітної формації й реліктів лавово-субвулканічних полів ріодацитової вулканогенної формації, що інтродовані їхніми плутонічними комагматами з утворенням ріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації (ВПА) [1, 2, 13].

Зруденіння приурочено до системи субпаралельних зон сітчасто-прожилкової мінералізації, іноді без чітких меж і складної конфігурації. Рудні тіла найчастіше займають згідне положення в зонах метасоматично змінених порід (лиственіто-березити); їхня локалізація й досить часто – напрям визначені положенням пластів залізистих кварцитів і структурними флуктуаціями вмісних порід (флексури, S-подібні складки тощо). Таке просторове положення мають кварц-анкерит-сульфідні тіла в

прошарках джеспілітів, які відігравали роль осаджувачів золота, що його приносили флюїди генерувальної ріодацит-плагіогранітної ВПА. Подекуди рудні тіла виходять за межі залізистих кварцитів [2, 13].

Контрастність головних парагенезисів і досить чіткі прояви їхніх вікових співвідношень (текстури перетину, заміщення, брекчіювання, цементації) дають змогу намітити ряд послідовних мінеральних асоціацій стійкого складу, виділити їхні мінеральні комплекси, які суттєво відрізняються за ступенем продуктивності, і виконати термобаричну оцінку процесів формування (див. таблицю) [2, 8]. Ці дані дають змогу побудувати схему стадійності й *PT*-режиму утворення родовищ і розшифрувати еволюцію агрегатно-густинного стану й хімічного складу флюїдів [2, 3, 8].

Послідовність і термобарогеохімічні інтервали  
формування мінерального складу руд родовища Балка Широка

Комплекс	Мінеральна асоціація (МА) і парагенезиси
I. Допроодуктивний магнетит-кварцовий: $T = 435\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$	1. Пірит-кварцова (з магнетитом) мінеральна асоціація (435–240 °C): А – магнетит-кварцовий (435–390 °C); Б – піротин-пірит-кварцовий (з магнетитом) (395–320 °C); В – кварц-сидеритовий (з перевідкладеним магнетитом) (280–240 °C).
II. Продуктивний полісульфідний: $T = 385\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ , $P = 194\text{--}79\text{ МПа}$	2. Арсенопірит-пірит-кварцова (з золотом) МА (385–310 °C, 194–123 МПа): Г – турмалін-кварцовий (385–300 °C); Д – кварц-піротин-піритовий (385–310 °C); Е – золото-арсенопірит-сфалерит-халькопірит-кварцовий (335–310 °C). 3. Золото-сульфосільна МА (290–200 °C, 93–79 МПа): Ж – кварц-піритовий (290–210 °C); З – кварц-халькопірит-арсенопірит-сульфосільний з золотом (275–210 °C); І – клейофан-халькопірит-кварцовий (245–210 °C); К – клейофан-галеніт-кварцовий (245–210 °C); Л – кварц-анкеритовий (210–200 °C).
III. Післяпродуктивний карбонатний: $T = 150\text{--}90\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче	4. Кварц-кальцитова МА (150–110 °C); М – кальцит-пірит-кварцовий (150–110 °C); Н – кварц-кальцитовий (110–90 °C).

Зважаючи на отримані результати термобарогеохімічних (ТБГХ) досліджень, з великою часткою вірогідності можна припускати, що Балка Широка – це середньобарне (до 200 МПа) пневматолітово-гідротермальне високотемпературне родовище (вище 405–200 °C) з достатньо чітким інверсійно-регресивним режимом формування. Його міжстадійні температурні стрибки з розвитком процесу помітно зменшувалися, а значення температури початку кристалізації післяпродуктивних парагенезисів загалом набагато нижчі, ніж температура завершення кристалізації мінералів продуктивних стадій (див. схему стадійності й термобаричного режиму формування Балки Широкої у праці [8]).

Регенерувальна система еволюціонувала близько-субізохорично від вуглекислотно-водно-сольової до суттєво вуглекислотно-водної (здебільшого гетерогенної) і, насамкінець, – власне водної (уже гомогенної).

Головні металоносні фази були найбільше газонасичені (з переважанням  $\text{CO}_2$  й підпорядкованим значенням  $\text{N}_2$  і  $\text{CH}_4$ ), з помірною концентрацією солей – понад 26 мас. %  $\text{NaCl}+\text{KCl}$ , хоча на початку процесу це значення сягало 42 мас. %  $\text{NaCl}+\text{KCl}$  (зафіксоване тільки в зоні Чортомлицького розлому) [2, 8].

За [5], палеогідротерми подібного тиску (близько 200 МПа) властиві більшості родовищ плутоногенно-гідротермального генезису; Н. Петровська зачислила такі родовища до формації середніх і порівняно великих глибин [9, 10].

Дійсно, за характером ТБГХ-режиму генетична позиція Балки Широкої є проміжною між типовими метафорфогенно-гідротермальними (для прикладу, Майське родовище, де ділянки флюїдо- й рудогенерації майже збігаються) і плутоно-, вірогідно, палінгенно-гідротермальними родовищами з суттєвим розривом між ділянками генерації й розвантаження флюїдних систем. Середнє значення  $\Delta T/\Delta P$  близьке до 1,9–2,0, що може свідчити про порівняно малий ступінь “відкритості” системи ( $P = 108\text{--}200$  МПа), обмежений прояв пневматолізу, помірні значення термобаричних інверсій (до  $10\text{--}50$  °C і близько 10 МПа) і, головне, – про невелике середнє значення вертикального термоградієнта ( $\Delta T = 9\text{--}11$  °C на 100 м) з помітною тенденцією до зменшення з глибиною. Ці термобаричні характеристики не властиві плутоногенно-гідротермальним об’єктам [2, 3, 5, 8, 11].

За фізико-хімічним режимом до Балки Широкої подібні родовища малосульфідних золото-кварц-піритових руд у метаморфічних породах Ленського району (Сов. Рудник, Ювілейне) і Північної Бурятії (Ірокінда) [7].

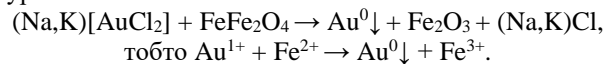
Отже, природно, що завдяки геолого-структурній своєрідності геологічної позиції родовище Балка Широка досить індивідуальне, а це суттєво ускладнює розшуки аналогів як серед докембрійських родовищ, так і серед фанерозойських структур. Немає також повної аналогії і з фізико-хімічного погляду, проте очевидно, що на Балці Широкій виявлені всі головні риси флюїдного режиму, притаманні відомим родовищам середньо-високобарних (за Н. Петровською – глибинних) зон розвитку золотого зруденіння.

Можна з великою часткою впевненості припускати, що родовище Балка Золота належить до високо-середньобарних утворень з певними ознаками зв’язку з процесами післямагматогенного гідротермального перетворення залізистих кварцитів уздовж зон підвищеної проникності. Воно, фактично, є яскравим прикладом ремобілізації й перерозподілу рудних компонентів раніше сформованих рудних формацій під впливом становлення ріодацит-плагіогранітної ВПА. Відбулося перегрупування золота, початково локалізованого в хомогенних залізистих кварцитах джеспіліт-толейтової формації. Вірогідно також, що метал запозичений із базит-ультрабазитових асоціацій глибинних ділянок структури родовища поблизу каналів надходження кислих лав. Водночас природа надала джеспілітам функцію не тільки “постачальника” золота, а й літолого-геохімічного бар’єру, на якому золото осаджувалося, що підтверджене літологічним контролем розподілу золотої мінералізації. Цим Балка Широка суттєво відрізняється від об’єктів, де золоте зруденіння сингенетичне до залізистих кварцитів (родовища типу Вубачікве). До того ж, як зазначено вище, на Балці Широкій рудні тіла часто виходять за межі рудоконтрольованих пластів джеспілітів; наявні ділянки

мінералізації, орієнтовані щодо них під різним кутом, що теж свідчить про епігенетичність золотого зруденіння стосовно джеспілітів.

Фізико-хімічні особливості генезису родовища Балка Широка виявляються й під час розроблення й застосування прогнозно-розшукових ТБГХ-критеріїв золотого зруденіння та оцінювання масштабів його поширення на глибину [3, 5, 6, 8, 11].

Власне золотоносний продуктивний полісульфідний комплекс на родовищі формувався у високо-середньотемпературному діапазоні (від 380–250 до 210–200 °С, див. таблицю) за участю різногустинних вуглекислотно-водних розчинів з чіткими ознаками інтенсивної гетерогенізації й дегазації CO<sub>2</sub>. Саме такий режим тривалої нерівноважності гідротермальної системи з видаленням із неї вуглекислотних компонентів (а вуглець, як і Fe<sup>2+</sup> магнетиту, є додатковим потенціал-регулювальним чинником) – це найважливіша передумова різкої зміни кислотно-лужних й окиснювально-відновлювальних умов, що призводить до руйнування золотоносних комплексів і кристалізації самородного золота. Зокрема, чіткий літологічний контроль зруденіння залізистими кварцитами зумовлений потенціал-визначальною для гідротермальної системи роллю магнетиту як відновника золота, що звільняється в разі руйнування хлорауратних та інших металоносних комплексів за такою реакцією:



До сприятливих ТБГХ-критеріїв щодо діагностики місця поширення продуктивного золотого зруденіння на родовищі можна зачислити такі:

- 1) розвиток у складі рудних тіл мінеральних асоціацій, у яких поширені первинно-вторинні, а в допродуктивному кварці-I – вторинні вуглекислотно-водні включення з різними співвідношеннями фаз;
- 2) високо-середньотемпературний інтервал (200–380 °С) повної гомогенізації зазначених вище дво- і трифазових включень, найоптимальніший інтервал гомогенізації – 210–290 °С;
- 3) поширення в мінералах включень дво- й однофазового CO<sub>2</sub> з широкими варіаціями густини від 0,65 до 0,87 г/см<sup>3</sup>, які зазнають гомогенізації в рідку фазу;
- 4) методично достовірні дані про різкі зниження тиску (понад 70–80 МПа) і зменшення густини капсульованого CO<sub>2</sub> (принаймні на 0,1 г/см<sup>3</sup>);
- 5) прояви широкого температурного інтервалу (100 °С) формування продуктивних асоціацій у конкретних перерізах рудних зон;
- 6) дані термоградієнтного аналізу, які засвідчують порівняно якомога менше значення градієнта (11–12 °С/100 м), що дає змогу передбачити значне поширення зруденіння нижче від рівня ерозійного зрізу;
- 7) декрептометричні дані про суттєве зростання рівня газонасиченості мінеральних проб руди чи білярудних метасоматитів;
- 8) хроматографічні дані про різке підвищення частки CO<sub>2</sub> у газовій суміші капсульованих інклюзивів.

Проте найважливішим аспектом прикладної реалізації ТБГХ-критеріїв щодо будь-якого родовища, на якому провадитимуть розвідувальні й оцінювальні роботи, а в нашому випадку – родовища Балка Широка, є аналіз імовірності поширення золотоносних рудних зон і рудних тіл з глибиною [3]. Ґрунтується цей аналіз на даних про середнє значення ТБГХ-градієнтів і загалом зводиться до екстраполяції закономірностей їхньої зміни вертикально й на флангах рудовмісних структур. Отже,

прогнозуємо не так поведінку зруденіння, як просторові межі (глибину) фізико-хімічних чинників рудоконцентрації, сприятливих для формування зруденіння.

Під час вирішення цього завдання стосовно родовища Балки Широка ми брали за основу, головню, достатньо стійке значення вертикального палеоградієнта температури  $\Delta T/100$  м у профілі “О”, де в інтервалі глибин 500 м він становить  $10\text{ }^\circ\text{C}/100$  м. Базисними були статистично надійні максимальні температурні характеристики рудних зон поблизу сучасного ерозійного зрізу  $t_e$ , які відрізняються для золото-сульфідної мінералізації  $t_e^{\text{Au}}$  і ранньої магнетитовмісної  $t_e^{\text{Fe}}$ .

Експериментальні дослідження й розрахунки дали У. Файфу, Ф. Тернеру і Дж. Ферхугену підстави зробити висновок про початок суттєвої дисоціації (з утворенням активних  $\text{S}^{2-}$ – $[\text{S}_2^{2-}]$ ) тільки за значень температури  $400\text{--}390\text{ }^\circ\text{C}$  [12]. Отже, саме ця температурна межа є максимальною для початку формування головних продуктивних полісульфідних парагенезисів на глибоких горизонтах родовищ (див. таблицю). У такому разі вертикальний розмах розвитку продуктивної мінералізації, починаючи від сучасної ерозійної поверхні, у першому наближенні може бути такий:  $P_e = (T_n - t_e^{\text{Au}})/\Delta T = (390\text{--}320)/10 = 700$  м (вірогідно, максимум 800 м).

Отже, продуктивне зруденіння в профілі “О” може бути ще на  $200\text{--}300$  м глибше від вибоїв наявних свердловин. Крім того, деякі відхилення від обчисленої нижньої фізико-хімічної межі поширення продуктивного зруденіння можуть бути більші у зв'язку з тенденцією до зменшення з глибиною значення  $\Delta T$  з  $10$  до  $8\text{ }^\circ\text{C}$  на  $100$  м.

Якщо оцінювати зруденіння загалом (включно з допродуктивною мінералізацією з магнетитом), то зіставлення руди Балки Широкої з близько-аналогічними золото-магнетитовими рудами Карійського родовища (Забайкалля) свідчить, що за нижній межовий температурний показник розвитку зруденіння варто прийняти  $490\text{--}470\text{ }^\circ\text{C}$  [4]. За такого підходу загальний вертикальний розмах зруденіння різного ступеня золотоносності становитиме  $P_e = (T_n - t_e^{\text{Fe}})/\Delta T = (470\text{--}370)/10 = 1\ 000$  м (вірогідно,  $1\ 200$  м, якщо прийняти за межу значення  $490\text{ }^\circ\text{C}$ ). Тобто зруденіння потрібно очікувати ще як мінімум на  $500$  м нижче від його розкритої частини.

Зазначимо, що виконані обчислення добре узгоджуються з оцінкою загальної генетичної позиції родовищ у зеленокам'яних структурах верхнього архею, яким властивий вертикальний розмах зруденіння  $1$  км за порівняно невисокого вмісту самородного золота. А виявлені тренди до скорочення палеотеплового градієнта дають підстави трактувати отримані оцінки як мінімально можливі. Водночас не треба забувати, що йдеться про поширення фізико-хімічних умов можливого зруденіння тільки в межах одного профілю – профілю “О”, до того ж без урахування особливостей зміни літолого-структурних умов рудолокалізації на глибоких рівнях вірогідного зруденіння, які поки нам не відомі.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О. Б. Корисні копалини України. Ч. 1. Золоторудні родовища Українського щита : метод. посібник / О. Б. Бобров. – Львів : ЛДУ, 1997. – 58 с.
2. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський, М. М. Павлунь та ін. – Київ : УкрДГРІ, 2004. – 468 с.

3. Кількісне термобарогеохімічне моделювання полів золотого зруденіння в практиці локального прогнозування / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, І. В. Попівняк, С. І. Ціхонь // *Мінерал. зб.* – 2001. – № 51. – Вип. 1. – С. 22–34.
4. *Литвинов В. Л.* Палеотемпературная зональність Карийського золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) / В. Л. Литвинов, Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // *Геология рудных месторождений.* – 1976. – № 5. – С. 25–34.
5. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимическая зональность и режим формирования разноглубинных месторождений золота / Ю. В. Ляхов // *Докл. АН СССР.* – 1987. – Т. 297, № 2. – С. 437–441.
6. *Ляхов Ю. В.* Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях / Ю. В. Ляхов // *Мінерал. сб.* – 1988. – № 42. – Вып. 2. – С. 26–33.
7. *Ляхов Ю. В.* О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии / Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1977. – № 6. – С. 5–12.
8. *Павлунь М. М.* Про метаморфогенно-гідротермальну природу родовищ золоторудних формацій Українського щита / М. М. Павлунь // *Мінерал. журн.* – 2015. – Т. 37, № 3. – С. 98–111.
9. *Петровская Н. В.* Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) / Н. В. Петровская. – Москва : Наука, 1973. – 350 с.
10. *Петровская Н. В.* Формации золоторудных месторождений / Н. В. Петровская, Ю. Г. Сафонов, С. Д. Шер // *Рудные формации эндогенных месторождений.* – Москва : Наука, 1976. – Т. 2. – С. 3–110.
11. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения) / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк. – Львов : Свит, 1995. – 280 с.
12. *Файф У.* Метаморфические реакции и метаморфические фации / У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – Москва : ИЛ, 1962. – 414 с.
13. *Фомин Ю. А.* Золото-полиметаллические рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Ю. А. Шибецкий // *Мінерал. журн.* – 1995. – Т. 18, № 1. – С. 74–87.

*Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021  
прийнята до друку 12.02.2021*

## **SOME FEATURES OF THE GENESIS OF THE BALKA SHYROKA DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD) ACCORDING TO THERMOBAROGEOCHEMICAL RESEARCH RESULTS**

**Mykola Pavlyn**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005  
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

The processes of mineralogenesis at the Balka Shyroka deposit (Middle Dnieper region), sequence and thermobaric conditions of formation of stable parageneses, mineral associations and complexes are characterized. It is proved that a sub-isochoric trend of ore-genesis development was revealed at the deposit. The deposit is medium-pressure (up to 200 MPa), high-medium-temperature, belongs to the deposits of great depths (according to N. Petrovska, 1973) relative to the syn-ore paleosurface.

The processes of remobilization and redistribution of ore components are clearly revealed: there was a regrouping of gold, initially localized in hemogenic ferruginous quartzites, while gold also was “borrowed” from basic-ultrabasic associations of deep areas. Jaspilites, as the source of this gold, simultaneously acted as lithological and geochemical barriers-precipitators of this metal. All this (combined with the fact that the ore bodies often overreach the strata of jaspilites) indicates the epigenetic nature of gold mineralization relative to the jaspilite strata.

The most important aspect of the applied implementation of thermobarogeochemical criteria for any deposit that will be explored and evaluated from a geological-economic point of view is the analysis of the probability of spreading gold-bearing ore zones and ore bodies with depth. This analysis is based on data on the average value of thermobarogeochemical gradients and is generally reduced to extrapolation of the patterns of their change vertically and on the flanks of ore-bearing structures. Thus, it is possible to predict not so much the behaviour of mineralization, but the spatial boundaries (depth) of physicochemical factors of ore concentration, favourable for the formation of mineralization.

On this basis, the productivity of ore bodies in the “O” profile with depth has been evaluated and favourable thermobarogeochemical criteria for gold mineralization are proposed.

*Key words:* gold, thermobarogeochemistry, lithological-geochemical barrier, jaspilites, physicochemical conditions, forecasting, Balka Shyroka deposit, Ukrainian Shield.