

УДК 553.21/.24 : 549.41 (477)

**М.М. Павлунь**

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

## ПРО МЕТАМОРФОГЕННО-ГІДРОТЕРМАЛЬНУ ПРИРОДУ РОДОВИЩ ЗОЛОТОРУДНИХ ФОРМАЦІЙ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

---

Розглянуто особливості фізико-хімічного перебігу процесів формування золоторудних родовищ Українського щита на підставі реконструкції низки термобарогеохімічних ознак та параметрів флюїдного режиму мінералоутворення. Встановлено їхню метаморфогенно-гідротермальну природу. Про це свідчить найбільш високобаричний (до гіпербаричного) тиск мінералоутворення (300–350 МПа), субізохоричний тренд перебігу процесів на генотипних об'єктах, високий ступінь термостатування (від 3–5 до 8–10 °C/100 м), висока густина діоксиду вуглецю у флюїдах (до 1,02 г/см<sup>3</sup>), край повільний (стиснений) процес часткової та повної гомогенізації (гетерогенізації) інклюдивів тощо.

*Ключові слова:* флюїдні вклучення, золотоконцентрувальні палеогідросистеми, ступінь термостатування, золото, Український щит.

**Вступ.** Процес постмагматичного плутоногенно-гідротермального рудогенезу з'ясований майже достеменно. За емпіричними спостереженнями і теоретико-експериментальними даними він реалізується за кількома різними схемами: 1) винос (екстракція) речовини з магматичних тіл здебільшого кислого і помірно кислого складу відбувається в процесі магматичної дистиляції їхніми флюїдними складовими з відображенням у вигляді зон прожилково-вкрапленої мінералізації, жил і штокверків у породах інтрузивної рами або покрівлі масиву. Ортогенетична схема таких процесів передбачає, що джерелом речовини є самі масиви або їхні магматичні осередки, а носіями — магматогенні флюїди; 2) винос речовини з магматогенних тіл та інтродованих ними порід рами виконують конвективні потоки активізованих метеорних (вадозних) вод глибокої циркуляції в тому чи іншому кількісному співвідношенні з магматогенними (ювенільними) водами (флюїдами). Модель подібних конвективних систем так званого реци-

клінгу з числом обертання від  $n \cdot 10^3$  до  $n \cdot 10^5$  за період рудоутворення усуває проблему дефіциту транспортувальних агентів, що впливає зі співставлення розрахункових (за розчинністю компонентів) мас флюїдного носія з його розчинністю в магматогенних силікатних розплавах [19].

Що стосується метаморфогенного, особливо метаморфогенно-гідротермального, виникнення нових накопичень рудної речовини, то тут вони забезпечуються теж за двома варіантами перебігу процесу [6, 20, 24]. За одним з них це відбувається шляхом перегрупування розсіяних її концентрацій з виносом в області зі структурно-літологічно (петрографічно) і фізико-хімічно сприятливим для рудовідкладання режимом. У таких процесах джерелом речовини є наявні геологічні утворення — товщі і комплекси різних метаморфічних порід; роль транспортувальних агентів тут здебільшого виконує тріада так званих похованих, метаморфогенних і активізованих метеорних (вадозних) вод глибинної циркуляції. Енергія рудоутворення забезпечується метаморфічними або магматичними процесами. І тут вступає в дію

© М.М. ПАВЛУНЬ, 2015

другий варіант такого рудогенезу — він здійснюється шляхом виникнення парамагматитів в умовах ультраметаморфічного переплавлення речовини (палінгенезу чи анатексису) і реалізацією рудоутворення за плутоногенними схемами 1 і 2, що наведені вище. Загалом же рудоутворення в цьому випадку може реалізуватися за різними комбінаціями, що в сумі відповідають метаморфогенно-гідротермальному рудогенезу. Такі процеси зумовлені високо-температурно-баричним перетворенням порід різного походження, часто з переважанням в їхньому 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 [19]: це забезпечує дію принципово важливого механізму дегідратації та декарбонатизації відповідних порід — включається потужний засіб формування так званих метаморфогенних вуглекисотно-водних термальних металоносних розчинів, що здатні до накопичення, перенесення і відкладання значної кількості різних корисних компонентів саме у вигляді метаморфогенно-гідротермальних, у тому числі золотоносних, руд. Що стосується просторової асоціації зруденіння з магматизмом, то це, як ми показали у [2], в принципі можливо, але тільки як результат ультраметаморфізму з частковим переплавленням порід, якщо йдеться не про причинно-наслідкові, а паралельні ("братські") зв'язки (як це має місце, зокрема, на родовищі Майському на Українському щиті (УЩ) [3], де анатектичні граніти відігравали роль енергетичної флюїдогенерувальної системи).

Однак у своїй науково дуже коректній, змістовній і найповнішій на сьогодні генетичній класифікації рудних родовищ акад. В. Смірнов [20] такого класу родовищ серед ендегенної серії гідротермальної групи чомусь не виокремив. Хоча розробляючи цю майже універсальну класифікаційну систему, врахував усі принципово важливі аспекти логіки, наукової методології, геолого-геохімічної та фізико-хімічної фактології, змісту структури різних генетичних класифікацій родовищ корисних копалин (В. Ліндгрєн, П. Нігглі, П. Татарінов, В. Котляр та ін.). Найвірогідніше через те, що в метаморфогенно-гідротермальному класі рудогенезу значно більше фізико-хімічної гіпотетики і нестачі саме термобарогеохімічних (ТБГХ) ознак перебігу таких своєрідних про-

цесів, ніж неспростованих геолого-геохімічних і ТБГХ фактологічних даних на її підтвердження. Про природу і діагностичні ТБГХ ознаки таких процесів та сформованих при цьому родовищ і, зокрема золоторудних на УЩ, та необхідність уведення в генетичну класифікацію В. Смірнова такого класу генетичних утворень йдеться в цьому повідомленні.

**Об'єкти і методи досліджень.** За геологічними і мінералого-геохімічними матеріалами метаморфогенно-гідротермальні родовища золота як самостійний генетичний клас розпочали вирізняти порівняно недавно і позиціонували з рудними золотоносними утвореннями формації "великих глибин", що поширені в докембрійських блоках земної кори і зовсім спорадично — в ранньому палеозої. У молодших за віком утвореннях родовищ такого рудно-формаційного і генетичного типу немає [5, 19].

Поширені вони в областях давньої складчастості, де здебільшого тяжіють до геотектонічних структур граніт (грануліт)-зеленокам'яних поясів архейських щитів, особливо до їхніх ядерних частин (кратонів) або ж до складчастого протерозойського облямування. Рудовмісними породними комплексами в кратонних частинах щитів є метабазити основного складу, прорвані продуктами процесів гранітизації в умовах ультраметаморфізму переважно у вигляді складних тіл граніт-порфірів (Канада, Австралія) чи кварцових порфірів і альбітофірів (УЩ, Сурська зеленокам'яна структура — ЗКС). Протерозойські зони складені гнейсами, кристалічними сланцями, особливо їхніми помітно графітованими різновидами.

Зв'язки золотого зруденіння цього класу з породними комплексами переважно структурно-енергетичні, похідні циклів активізації метаморфогенних перетворень. Іноді спостерігаються парагенетичні зв'язки з кислими вулканоплутонічними метаріодацит-плагіогранітними комплексами — як у Сурській ЗКС УЩ, де на Балці Золота і Сергіївському родовищах навіть проявлене зональне розташування молібденової та золотої мінералізації [1, 25, 26]. Часто зруденіння контролюється зонами зминання пластичних деформацій або ж стратиформними магнітоактивними залізистими кварцитами, що порушені кулісоподібними протяжними січними структурами (Балка Широка, Чортотлицька ЗКС УЩ), зонами січних розломів у вуглистих кристалічних сланцях. Через це морфологія рудних тіл на таких родовищах

здебільшого неправильна, успадковує в головних елементах складчастість рудовмісних блоків (чечевице-, флексуро-, S-подібна, фестончаста тощо), рідше — пласто-лінзоподібна, іноді типово-жильна і прожилково-вкраплених зональних смуг з переходом до змішано-комбінованої складної полум'яноподібної форми, що не властиве магматогенно-гідротермальним утворенням.

На родовищах поширені малосульфідні (1—5 %) золото-кварцові руди пірит-кварцового, пірит-арсенопірит-кварцового (з піротинном гексагональної та моноклінної модифікацій, Майське) і арсенопірит-льолінгіт-піротин-кварцового (Клинцівське родовище) типів.

Золоторудні родовища в Україні поширені в геотектонічних структурах, що мають різну геологічну будову, вік, історію геологічного і фізико-хімічного (часто автономного) розвитку, що зумовило, відповідно, специфічні риси зруденіння, особливості фізико-хімічного перебігу процесів рудогенезу та локалізації його продуктів. Але особливе місце серед них посідає найдавніше і найголовніше золоте зруденіння в докембрійській металогенічній провінції УЩ — до 75 % прогнозних запасів металу проти 15 в палеозойському складчастому Донбасі і 10 — у альпійському вулканічному Вигорлат-Гутинському поясі Закарпатського внутрішнього прогину [7]. Золотоносність метаморфітів Мармароського масиву ще під великим питанням: серед декількох рудопроявів лише Сауляцький вивчено настільки, що уже вирізнено "одну рудну зону", золоте зруденіння якої теж належить до малосульфідної золото-кварцової формації, але, на відміну від архейських золотоносних утворень, середніх глибин [2].

На УЩ нижньоархейське золоте зруденіння в дністрово-бузькому чарнокіт-гранулітовому комплексі однойменного геоблоку пов'язане з

рудопідготовчими процесами перетворення мета- і ультрабазитів (Майське), у верхньоархейських Середньопридніпровському граніт-зеленокам'яному і Приазовському грануліт-зеленокам'яному геоблоках представлено стратиформною золото-джеспілітовою мінералізацією, жильним золото-кварцовим і золото-кварц-сульфідним зруденінням типу мінералізованих зон і штокверків відповідно (Балка Широка, Сурозьке; Балка Золота, Сергіївське). У Інгулецькому (Кіровоградському) нижньопротерозойському гранітоїдно-метаосадовому геоблоці наявна золото-сульфідна і золото-кварцовожильна мінералізація (Клинці, Східно-Юріївське). Наявні на УЩ родовища належать до відомих у світі рудних формацій верхньоархейських зеленокам'яних поясів (давньої золото-кварцової, золотоносних мінералізованих зон, стратиформної золотоносної в джеспілітах), однак є й такі, для яких не знайдено світових аналогів: родовище Майське віднесене до вперше вирізненої у світі [4] рудної формації золотоносних біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів, а родовища золота в плутоно-метаморфічних і плутонічних формаціях виділяють як особливий клинцівський тип [2], хоча між ними обома, як вбачається останнім часом, є більше спільного, аніж різного.

Отже, питання генетичних і рудоформаційних досліджень таких золоторудних родовищ у різних докембрійських структурно-формаційних комплексах (СФК) УЩ гостре і актуальне, особливо з огляду на їхню визначальну геолого-економічну роль у світовому балансі і якості запасів цього благородного металу (таблиця), не зіставні з такою на фанерозойських родовищах [16].

Для розкриття природи досліджуваних родовищ разом з геолого-мінералогічними даними найпредметнішими є ТБГХ-ознаки флюїдного режиму їхнього формування, динаміки

**Геолого-економічні показники родовищ золото-кварцової формації архейських щитів та геосинклінально-складчастих областей фанерозою**  
**Geological-economic indicators of the gold-quartz formation deposits of Archean shields and Phanerozoic geosyncline regions**

Geological-economic indicators	Deposits	
	Archean shields	Phanerozoic geosyncline regions
Vertical scale of mineralization	500—700—2000 to 3000 m	400—700 to 1000—1300 m
Metal reserves	800—1300—1800 t	240—325—695 t
Purity of gold	990—850	950—750

його просторово-часових регресивно-інверсійних змін, варіацій складу і сольової концентрації, ступеня газонасиченості і густини флюїдних фаз, особливостей фазово-агрегатного стану, рівня баричності та ступеня термостабільності й анізотропії палеотеплових полів. Саме вони є відображенням структурно-енергетичних зв'язків специфічної геологічної будови і глибини перебігу фізико-хімічних процесів золотоконцентрації в метаморфогенно-гідротермальних системах. Для їхньої генетичної діагностики це особливо ефективно, коли є належна порівняльна ТБГХ база, що розкриває фізико-хімічні особливості генезису різних класів родовищ гідротермальної групи [2, 11–18].

**Результати і обговорення.** Порівняльний аналіз таких даних показує, що родовища цього класу є найвисокобаричнішими серед золоторудних формацій, а на УЩ цей пріоритетний показник для них коливається від 200 МПа (Балка Широка) — 300 МПа (Балка Золота) до гіпербаричних значень (350 МПа на Майському), що прямо корелює з відомими геолого-мінералогічними інтерпретаціями щодо значної глибини утворення від синрудної палеоповітряної поверхні (від 4–5 до 10–12 км) того часу [2, 5, 19, 23]. Навіть величина і форма вакуолей флюїдних включень на цих родовищах зазнають глибинного високобаричного впливу динамометаморфічних перетворень мінеральних агрегатів, де переважає метасоматичне утворення і зредуковане виповнення міжзернових інтерстицій і ниткоподібних тріщин та діагностуються стиснені умови росту на тлі тривалих тектонічних напружень: тут поширені мікрокластичні структури, наявне розвальцювання мінеральних зерен та мікробрекчіювання. За розміром вакуолей включень тут не перевищують величини класу  $>10\text{--}1$  мкм. Морфологія вакуолей різна і деколи свідчить про нестійкий режим підживлення флюїдом. Найпоширенішими у мінералах включеннями "тріщинного" типу є вакуолі перекручених "від'ємних кристалів": короткопризматичного габітусу у кварці, тупоромбодричного та пластинчастого — в карбонатах, однак переважають неправильні форми з поодинокими фрагментами огранки. З переходом до пізніших генерацій роль неправильних вакуолей зростає (овальні, витягнуті, амебоподібні та ін.). Такий тренд зміни загалом є наслідком зниження стійкості теплового режиму і зменшення можливості енер-

гетично вигідної перебудови вакуолей. В даному випадку кількість таких включень від ранніх метасоматитів різного складу до накладеної дорудної ранньосульфідної, продуктивної золотоносної полісульфідно-кварцової та постпродуктивної мінералізації карбонатного комплексу теж зростає, що вказує на зниження з часом перебігу процесів мінералоутворення стійкості теплового режиму. Особливо рельєфним це є на Майському родовищі [3], але в різних співвідношеннях притаманно усім золоторудним родовищам УЩ. Разом з тим включення часто утворюють хмароподібні скупчення або своєрідні "фантоми" в ядерних частинках зерен. Традиційно концентруються поблизу механічних та реліктових зерен і мінеральних домішок, локалізуються навколо різних структурних дислокацій, що відображає інтенсивні внутрішньокристалічні деформації (Балка Золота, Балка Широка). Усе це дуже властиве саме цьому класу золоторудних утворень УЩ [2, 15].

Спостережена фазово-агрегатна неоднорідність таких включень спричинена тривалістю еволюції метаморфогенно-гідротермальної системи в дуже широкому діапазоні зміни аномально високих термодинамічних показників у активному матричному середовищі метабазитів та різно- і багатокомпонентністю іонно-газового складу флюїдів. Серед них наявні винятково рідкісні високогустинні суттєво газові, інколи рідинно-газові (наповнення водним розчином не  $>10\%$ ) з кристалічною фазою NaCl, що не завжди розчиняється, включення гомогенного захоплення. Ними насичений кварц в асоціації з біотитом і магнетитом на родовищі Майське. На ньому ж діагностовані водно-сольові трифазові включення витриманого наповнення гомогенного стану середовища мінералоутворення ( $\Gamma - T_{\text{NaCl}} - P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $T_{\text{NaCl}} - \Gamma - P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) [3, 15] та вуглекислотноводні включення високогустинного флюїду ( $\Gamma - P_{\text{CO}_2} - P_{\text{H}_2\text{O}}$ , 0,94–0,97 до 1,02 г/см<sup>3</sup>), в яких Д. Возняк у 1994 р. вперше визначив значення температури потрійної точки діоксиду вуглецю (CO<sub>2</sub>) від  $-55 \div -57$  до  $-63,4$  °С, що, правда, не зовсім відповідає такій точці — для чистого CO<sub>2</sub> вона складає  $-56,6$  °С. Діагностовані ним значення температури, як нами з'ясовано [2, 18], найвірогідніше, пов'язані з наявністю в них фаз CH<sub>4</sub> і N<sub>2</sub> — азот, зокрема, міг генеруватися унаслідок заміщення баддингтонітових мінералів у зонах метасоматичних

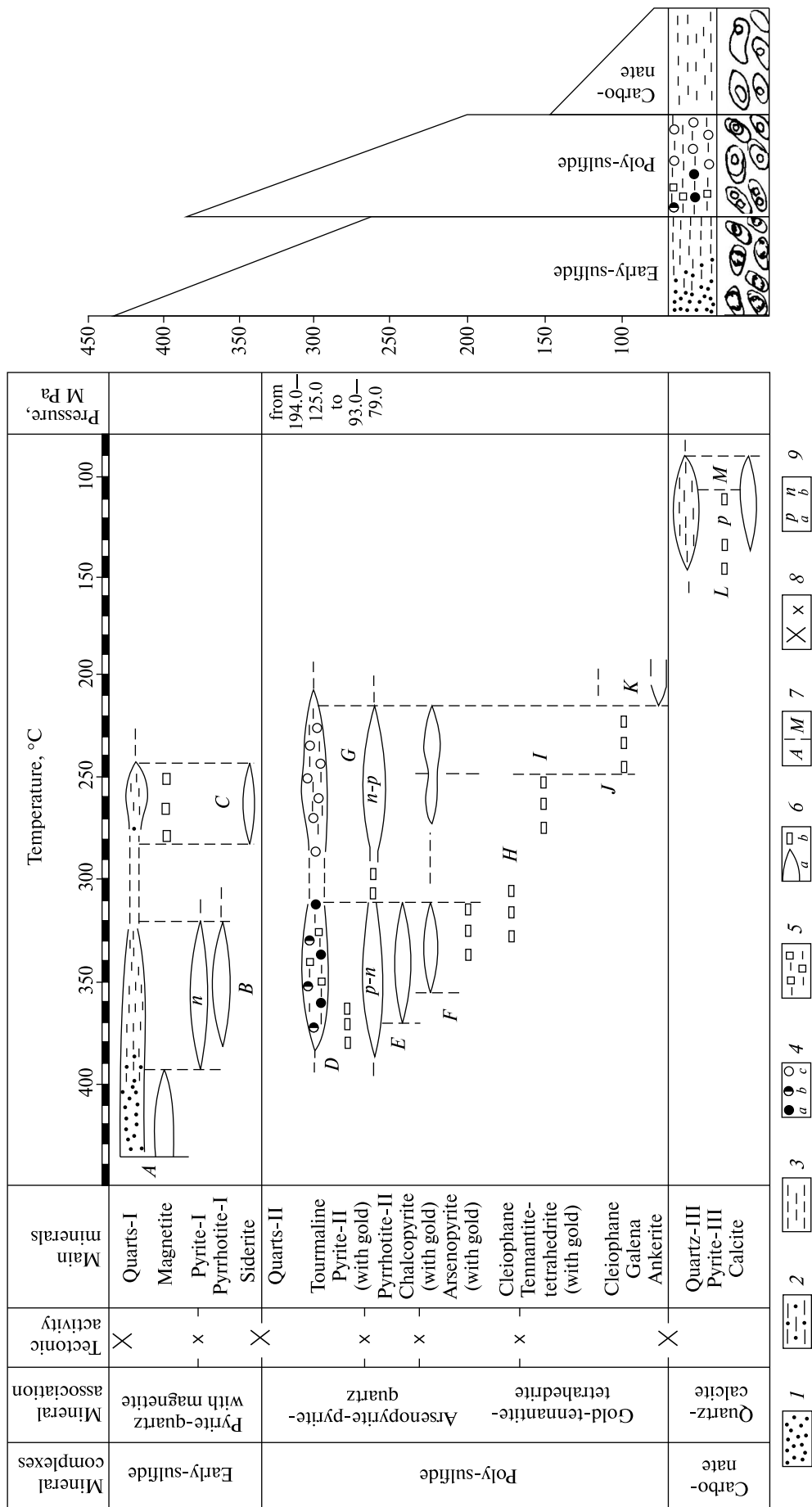




Рис. 1. Схема стадійності і термобаричного режиму формування золоторудного родовища Балка Широка. Температурні інтервали кристалізації мінералів та агрегатний стан мінералоутворювальних розчинів за даними гомогенізації включень: 1 — газоподібних; 2 — критичних; 3 — рідких гомогенних; 4 — гетерогенних з вуглекислою (а), високоугустиною — 0,809–0,866 г/см<sup>3</sup> (b) та низькоугустиною — 0,653–0,688 г/см<sup>3</sup> CO<sub>2</sub> (c); 5 — порівняно висококонцентровані флюїди з NaCl; 6 — температурні інтервали кристалізації рудних мінералів, що встановлені за віковими співвідношеннями з термометрично вивченими мінералами (а) та за результатами мінерографічних досліджень (b); 7 — температурні межі виділення головних мінеральних парагенезисів: магнетит-кварцового (А), піротин-пірит-кварцового з магнетитом (В), кварц-сидеритового (С), турмалін-кварцового (D), кварц-піротин-піритового (E), арсенопірит-халькопінит-кварцового (F), кварц-піротин-біяклюдного з золотом (H), клейофан-халькопінит-кварцового (I), кварц-кальцитового (J), кварц-анкеритового (K), кальцит-пірит-кварцового (L), кварц-кальцитового (M); 8 — тектонічні зсуви: а — між мінеральними комплексами, b — між мінеральними парагенезисами; 9 — дані досліджень ТЕРС піриту: а — діркова провідність, b — електронна

Fig. 1. Stages and thermobaric regime of the Balka Shyroka gold bearing deposit. Temperature range of minerals crystallization and aggregate state of mineral-forming solutions, according to the homogenization of fluid inclusions data: 1 — gaseous; 2 — critical; 3 — liquid homogeneous; 4 — heterogeneous with carbon dioxide (a), high density — 0.809–0.866 g/cm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub> (b) and low density — 0.653–0.688 g/cm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub> (c); 5 — relatively high concentration fluids with NaCl; 6 — temperature intervals of the ore minerals crystallization that were determined by age correlation with other minerals (with measured temperature of the crystallization) (a) and results of the mineralogical investigations (b); 7 — temperature ranges of the main mineral paragenesis crystallization: magnetite-quartz (A), pyrrhotite-pyrite-quartz with magnetite (B), quartz-siderite (with redeposited magnetite) (C), tourmaline-quartz (D), quartz-pyrrhotite-pyrite (E), arsenopyrite-chalcopyrite-quartz (F), quartz-pyrite (G), quartz-chalcopyrite-tennantite-tetrahedrite with gold (H), cleiophane-galenite-quartz (I), cleiophane-galenite-quartz (J), calcite-pyrite-quartz (L), quartz-calcite (M); 8 — tectonic displacement: a — between mineral complexes, b — between mineral paragenesis; 9 — thermo-E.M.F. measurements of pyrite: a — hole conductivity, b — electronic conductivity

перетворень або ж надходити шляхом випереджувальної інфільтрації з глибини [2–4]. Ця показова ознака на Майському родовищі потребує подальших прецизійних досліджень: поки що достеменно не відомо, яке генетичне і теоретико-прикладне значення вона може мати, але це треба обов'язково з'ясувати.

Загалом же специфічною рисою таких палеогідротермальних систем є функціонування надкритичних винятково гомогенно-рідинних і складних фаз вуглекислотно-водно-сольових, водно-сольових, суттєво вуглекислотних і водно-вуглекислотних розчинів, збагачених легкими сполуками CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub> і N<sub>2</sub> та легкокорозійними солями галогенідно-гідрокарбонатного складу з сольовою концентрацією від 35 до 60–65 мас. % NaCl на різних родовищах. Остання обставина пов'язується з процесами "всолювання" — з вилугованням і накопиченням у розчинах компонентів бокових порід та їхнім запозиченням за поступового розкладання деяких металоносних комплексних сполук. А малопоширена локальна інтенсифікація таких процесів за дуже малоінтенсивних перепадів тиску в місцях напівкрихких деформацій стимулювала досить повільну дегазацію гідротерм, коли з'являлася рідинна, а пізніше — газоподібна фаза діоксиду вуглецю (CO<sub>2</sub>). Щоправда, тут вона не завжди була рудоутворювальною.

Натомість на таких генотипних родовищах, як Балка Золота і Сергіївське, разом з гомогенним встановлюється неврівноважений гетерогенний стан середовища, відображення якого є складні багатозорові вуглекислотно-водно-сольові включення гомогенно-гетерогенного захоплення: останніх помітно більше. Серед них є суттєво вуглекислотні (Г — P<sub>CO<sub>2</sub></sub>; Г — P<sub>CO<sub>2</sub></sub> — P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) з об'ємом рідинного CO<sub>2</sub> 95–90 та газоподібного CO<sub>2</sub> 5–10 %, звичайні вуглекислотно-кристалічні (Г — Т — P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>; Г — P<sub>CO<sub>2</sub></sub> — Т — P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) з різним співвідношенням солей і рідкого CO<sub>2</sub>, трапляються суттєво кристалічні включення галіту з дуже невеликою кількістю CO<sub>2</sub> або H<sub>2</sub>O (Г — P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> — Т; Г — P<sub>CO<sub>2</sub></sub> — P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> — Т). Усі вони є результатом крайнього випадку гетерогенного захоплення з домішками не головної вуглекислотно-водно-сольової фази, а супутніх — рідкого діоксиду вуглецю (CO<sub>2</sub>), кристалічної галітової фази або обох разом. Означений тип гетерогенного стану властивий винятково метаморфогенно-гідротермальним родовищам золота, а таку ге-

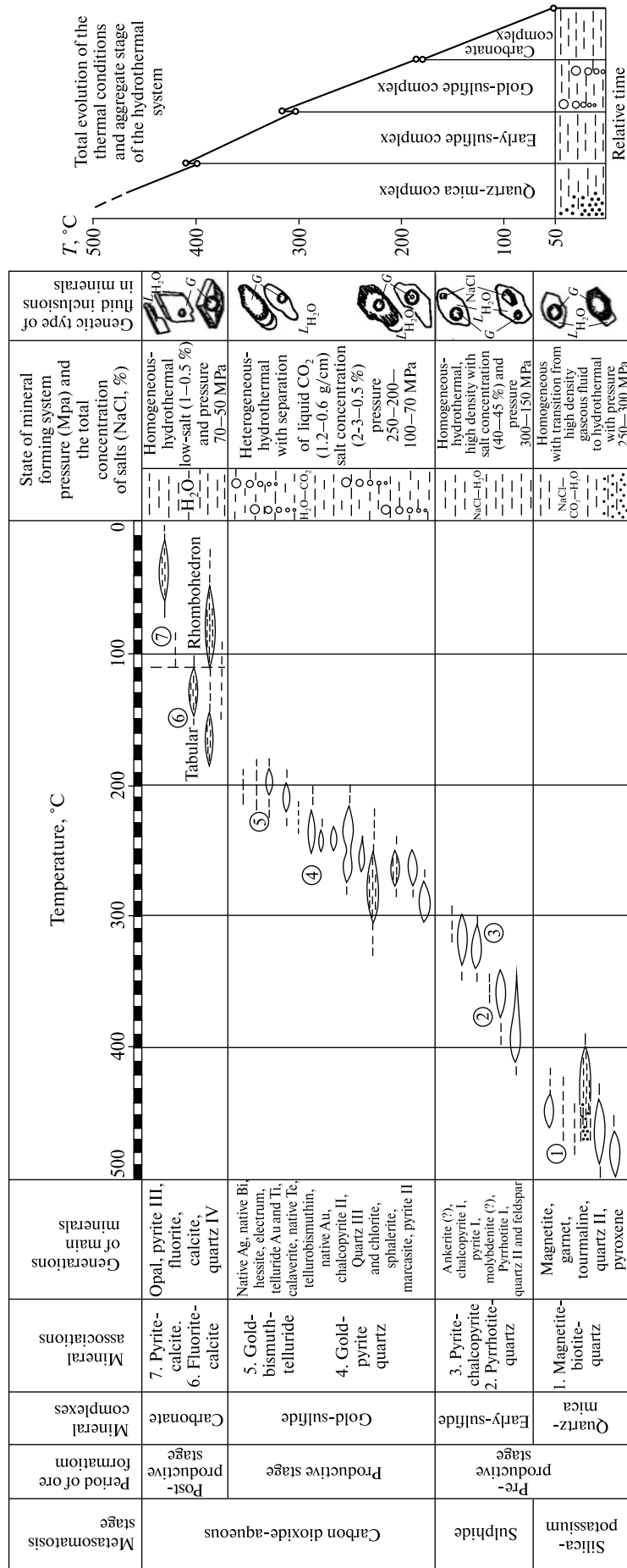


Рис. 2. Паранетична схема стадійності і *PT*-режиму процесу формування Майського золоторудного родовища (умовні позначення як на рис. 1)

Fig. 2. *PT*-regime stages paragenetic scheme of the Mayske gold-bearing deposit (legend see Fig. 1)

терогенізацію флюїду ми називаємо "трифазовою" або "подвійною", коли одразу з'являються дві додаткові фази ( $\text{NaCl}$  і  $\text{CO}_2$ ) супроти звичайної гетерогенізації постмагматогенних гідротерм з виникненням тільки однієї з цих фаз: газоподібного  $\text{CO}_2$  — закипання, рідкого  $\text{CO}_2$  — ліквідація, твердої фази  $\text{NaCl}$  — кристалізація [15]. Рушійним чинником метаморфогенних флюїдів, які тривалий час змінювалися в адіабатичному режимі зі збереженням багатозафазового стану — вуглекислотно-водно-сольового розчину, рідкого  $\text{CO}_2$  та кристалосольової фази, здебільшого галіту — в даному випадку став спрямований градієнтний спад тиску у ході розрядки тектонічних напружень в екзоконтактовій зоні кварцових порфірів Балки Золота. Необхідно вказати, що така або дуже подібна геологічна ситуація властива усім відомим родовищам золота в ЗКС УЩ [2]: вони поширені в екзоконтактах лавово-субвулканічних полів кислого складу або в приапикальних частинах гіпабісальних гранітних тіл — складових рідацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації. Навіть на іншому формаційному типі родовищ (наприклад Балка Широка), де ремобілізація і перевідкладання золота відбувалися на геолого-геохімічних бар'єрах джеспілітів, енергетичним флюїдогенератором була та сама породна асоціація. Більше того, і формування особливого Майського родовища теж відбувалося на межі контрастних за складом нижньої та верхньої підформацій діафторованої і гранітизованої метанулітової формації в екзоконтактовій зоні калієвих апліт-пегматоїдних гранітів анактектичного походження як енергетичного джерела цієї виняткової флюїдогенерувальної та золотоконцентрувальної палеогідросистеми [1–4].

Однак повернемося до ТБГХ. Висока густина флюїдів (0,740–0,944 до 1,02 г/см<sup>3</sup>) в початковий гіпер- і високобаричний період формування родовищ УЩ проявляється в очевидному домінуванні гомогенізації вуглекислотно-водно-сольових, водно-сольових, вуглекислотно-водних і суттєво водних інклюзивів за першим (I) типом — в рідину. Те ж саме спостерігається під час гомогенізації  $\text{CO}_2$  у складі трьох-чотирьохфазових і вуглекислотних включень гомогенного захоплення. Гомогенізація в газову фазу (за другим типом — II), у тому числі часткова і повна, відбувається тільки у зв'язку з фазовими переходами  $\text{CO}_2$  в складі генерацій "киплячих" гідротерм ( $\text{P}_{\text{CO}_2}$  — Г —

$\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  — Г) під час та особливо на завершення формування власне золотоносних парагенезисів. При цьому — і це дуже симптоматично як наслідок високобаричних глибинних умов рудогенезу — спостерігається порівняно нижча температура гомогенізації таких інклюзивів з дещо вищою за таку на середньоглибинних фанерозойських родовищах золота [11]. Неординарно висока густина метаморфогенних флюїдів проявляється також в особливій динаміці фазових перетворень в інклюзивах в ході нагрівання для досягнення гомогенного стану і охолодження до температури гетерогенізації. У цьому процесі відбувається не властива постмагматичним родовищам вкрай повільна і малопомітна зміна фазових співвідношень із дуже спокійним зникненням (появою) парогазової фази через особливо велику в'язкість рідинної фази, що заважає пересуванню пухирців газу. Такий повільний (стиснений) перебіг процесу часткової та повної гомогенізації (гетерогенізації) характерний винятково для метаморфогенно-гідротермальних утворень і високобаричного гомогенного середовища.

Процес мінералоутворення на таких об'єктах, як і на магматогенно-гідротермальних родовищах золота, розвивався багатостадійно регресивно-інверсійно (рис. 1, 2) і в широкому діапазоні температури (500–50 °C), але, на відміну від них, в дуже спокійному міжстадійному режимі з температурними інверсіями не більше 5–20 °C (рис. 3). Зміни температури в просторі також дуже витримані і стабілізовані, що є ще однією важливою специфічною діагностичною рисою цього класу родовищ золота на УЩ (після величини тиску, невеликих міжстадійних температурних інверсій, особливостей фазово-агрегатного складу і стану флюїдів, їхньої високої густини і в'язкості, сповільненої динаміки фазових перетворень).

Загалом золотоносні родовища УЩ потрапляють у поле найтермостатованіших і геологічно найзакритіших глибинних рудогенерувальних палеогідротермальних систем [11], де вертикальний палеотемпературний градієнт  $\Delta T/100$  м коливається від 8–10 °C/100 м простору (Балка Широка), 5–8 °C/100 м (Балка Золота, Сергіївське) до 3–5 °C/100 м (Майське), що узгоджується з величиною термоградієнтів сучасних термоактивних зон земної кори. Особливої роздільної здатності для генетичної діагностики цих метаморфогенно-



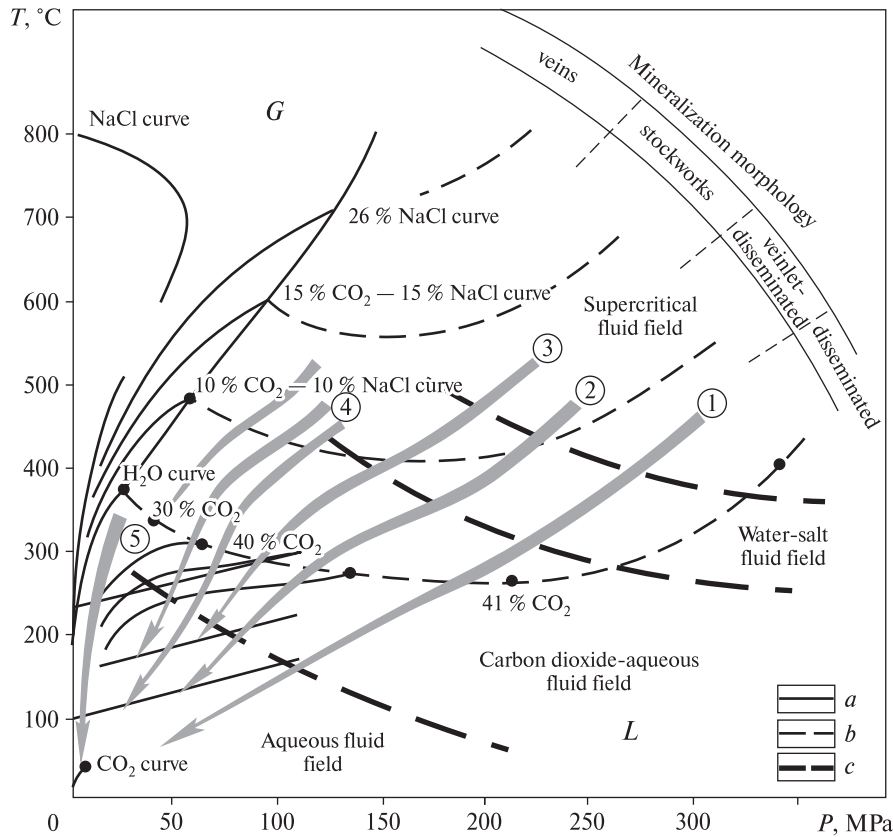


Рис. 3. Термобаричний режим золотоконцентрувальних флюїдних систем родовищ України на  $PT$ -діаграмі системи  $H_2O - CO_2 - NaCl$  з лініями двофазової рівноваги (a) і критичного стану (b) за експериментальними даними [21, 22, 27]. Стрілками показано генеральну спрямованість еволюції метаморфогенно-гідротермальних процесів золотоконцентрації на родовищах УЩ (1 – Майське, 2 – Балка Широка, 3 – Балка Золота), плутоногенно-гідротермальних, характерних для більшості фанерозойських родовищ різних провінцій, включаючи Нагольний кряж (4) і вулканогенно-гідротермальних – Мужієво і його низькобаричні аналоги (5). Виділені (c)  $PT$ -області існування водно-солевого флюїду (допродуктивний період), вуглекислотно-водного (продуктивний на золото період) і власне водного (післяпродуктивний період)

Fig. 3. Thermobaric regime of concentrated gold fluid systems of the Ukrainian deposits at the  $H_2O - CO_2 - NaCl$  system  $PT$ -diagram with two-phase equilibrium boundary (a) and critical state boundary (b) by [21, 22, 27] experimental data. General direction of evolution (arrows) of the gold concentrated metamorphic-hydrothermal processes at the deposits of the Ukrainian Shield (1 – Mayske, 2 – Balka Shyroka, 3 – Balka Zolota), plutonic-hydrothermal, typical for most Phanerozoic deposits of various provinces, including Nagol'nyi mountain ridge (4), volcanic-hydrothermal – Muzhievo deposit and its low baric analogues (5).  $PT$ -areas of water-salt fluid existence (pre-productive stage), carbon dioxide and water fluid existence (productive stage for gold) and the actual water fluid existence (after-productive stage) are dedicated (c)

гідротермальних родовищ як характеристичної властивості їхнього флюїдного режиму формування набуває співвідношення  $\Delta T/\Delta P$ , що добре ілюструє  $PT$ -діаграма стану системи  $H_2O - CO_2 - NaCl$  через помітне різне зменшення кута перетину відповідних  $\Delta T/\Delta P$  трендів з лініями ізохор діаграми для магмато- і метаморфогенно-гідротермальних процесів (рис. 4).

Як бачимо, в діапазоні 200–300 °C криві еволюції золотоконцентрації для низько- і помірнобаричних родовищ золота фанерозою мають найвиразніший перегин з величиною  $\Delta T/\Delta P > 5$  (сягає 12 і 8 відповідно), натомість

для високобаричних родовищ золота на УЩ ця величина в два-п'ять разів менша і не перевищує двох-трьох чи майже не фіксується у метаморфогенно-гідротермальних умовах безумовного переважання пластичних, з фрагментами напівкрихких, деформацій (родовище Майське), що й зумовлює тектонічну і фізико-хімічну стійкість режиму. Звідси чітко видно (рис. 4), що на плутоно- і вулканогенно-гідротермальних родовищах золота тренд їхнього розвитку мав навхрестізохоричний напрямок проти субізохоричних трендів розвитку на родовищах золота УЩ. У результаті

магматогенно-гідротермальні процеси, що завжди еволюціонували в навхрестізохоричному режимі, зазнавали порівняно інтенсивних змін густини флюїдних фаз через радикальний спад тиску під час розвитку крихких деформацій та утворення порівняно вільного простору для кристалізації мінеральної речовини. Натомість метаморфогенно-гідротермальні родовища золота УСЦ розвивалися, навпаки, субізохорично в умовах дефіциту вільного простору, що зумовлювало для них у високогіпербаричних умовах переважно вкраплений і прожилково-вкраплений типи зруденіння (Майське), тоді як для помірнобаричних (Балка Золота, Сергіївське) — жильно-штокверковий (рис. 4).

**Висновки.** Наведені результати ТБГХ-досліджень дають змогу через порівняння характеру фізико-хімічних умов золотоконцентрації на золоторудних родовищах різноглибинних формацій у докембрії УСЦ і фанерозойському облямуванні вирізнити метаморфогенно-гідротермальний клас таких родовищ. Зокрема, продовжуючи аналіз *PT*-діаграми (рис. 4), де відображені абсолютні значення інтенсивних температурно-барометричних параметрів процесу, середній показник зміни *PT*-режиму розвитку зруденіння в часі ( $\Delta T/\Delta P$ ) та різні комбінаторні особливості природного поєднання цих важливих параметричних показників з агрегатно-щільнісним станом і складом металоносних флюїдних фаз, міграційними властивостями та величиною трендів  $\Delta T/100$  м, ми добре бачимо, що в різних геотектонічних зонах України чітко вирізняються шість природно різних генотипів золотоконцентрувальних флюїдних систем [2, 12, 18], специфіка фізико-хімічних умов золотонакопичення в яких пов'язана з мінералоутворювальною діяльністю власне водних, вуглекислотно-водних і складних вуглекислотно-водно-сольових розчинів. Окрім вулканогенно-гідротермальних і, вірогідно, плутоногенно-гідротермальних об'єктів наявні три палеогідротермальні системи власне метаморфогенно-гідротермальних родовищ ( $\Delta T = 500\text{--}50$  °C за  $\Delta T/\Delta P = 3\text{--}10$ ) саме на УСЦ [18]:

1. Порівняно термостатована ( $\Delta T = 8\text{--}10$  °C/100 м) середньобарична (до 200 МПа), вірогідно, пневматолітово-гідротермальна з інтенсивною гетерогенізацією густинного  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$  флюїду, на початку процесу порівняно концентрованого (до 35 мас. % NaCl). Генотип — Балка Широка в Чортомлицькій

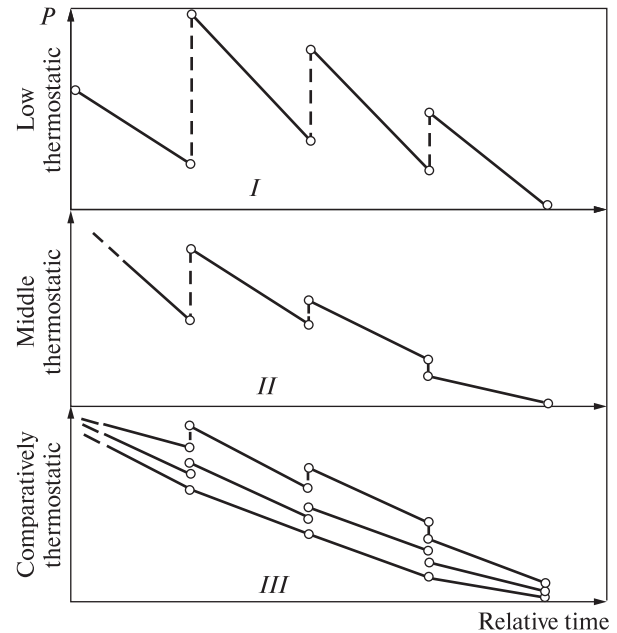


Рис. 4. Типоморфні криві *PT*-режимів процесів золотутворення в палеогідротермальних системах з різним ступенем термостатування (узагальнена реконструкція за ТБГХ-даними різних авторів): *I* — вулканогенно-гідротермальні родовища (малоглибинні); *II* — плутоногенно-гідротермальні (середньоглибинні); *III* — метаморфогенно-гідротермальні (великих глибин)

Fig. 4. *PT*-regimes typomorphic curves of the gold forming processes in paleohydrothermal systems with varying thermostatic degrees (generalized reconstruction by TBGH-data of different authors): *I* — volcanic-hydrothermal deposits (subsurface); *II* — plutonic-hydrothermal (hypabyssal); *III* — metamorphic-hydrothermal (abyssal)

ЗКС Середньопридніпровської ЗКО, де області розвантаження і генерації флюїдів просторово розірвані.

2. Порівняно термостатована ( $\Delta T = 5\text{--}8$  °C/100 м) високобарична (до 300 МПа), з самого початку гетерогенно-гідротермальна за участі порівняно високогустинного  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$  флюїду (з концентрацією 35–50 мас. % NaCl), пізніше — гомогенно-гідротермальна з обмеженим "закипанням"  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  розчину, просторово порівняно відірвана від джерела генерування флюїдів. Генотип — Балка Золота, Сергіївське в Сурській ЗКС Середньопридніпровської ЗКО.

3. Порівняно термостатована ( $\Delta T = 3\text{--}5$  °C/100 м) гіпербарична (до 350 МПа), гомогенно-гідротермальна за участю порівняно густинного флюїду  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$  складу (сольова концентрація до 47 мас. % NaCl), опісля гетерогенна з доволі інтенсивною дега-

зацією  $\text{CO}_2$ , наприкінці суттєво водна, суміщена з джерелом генерування флюїдів. Генотип — Майське в Дністрово-Бузькому геоблоці УЩ.

Разом з тим, незалежно від ступеня термостатованості рудоутворювальних систем, глибини їхнього функціонування та структурно-металогенічного поширення фізико-хімічні умови формування власне продуктивних на золото мінеральних парагенезисів демонструють очевидні ознаки конвергентності золотоконцентрації, про що свідчить належний фактологічний ТБГХ матеріал з багатьох золоторудних родовищ світу. Зокрема, для золоторудних формацій найперспективнішими для поширення золотого зруденіння будуть ділянки розвитку включень  $\text{CO}_2$ , законсервованих за  $290\text{--}180^\circ\text{C}$  в умовах інтенсивної гетерогенізації флюїдів з різним співвідношенням фаз вакуолей включень ( $\Gamma - \text{P}_{\text{CO}_2} - \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $\Gamma - \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $\text{P}_{\text{CO}_2} - \text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $\Gamma - \text{P}_{\text{CO}_2}$ ;  $\text{P}_{\text{CO}_2} - \Gamma$ ;  $\text{P}_{\text{CO}_2} - \Gamma_{\text{CO}_2}$ ), поширені включення дво- і однофазового  $\text{CO}_2$  з широкими варіаціями густини (для різноглибинних формацій від  $1,02$  до  $0,4\text{--}0,2 \text{ г/см}^3$ ) та гомогенізацією як у рідку, так і в газову фази (за першим і другим типами). Це твердження стосується не тільки родовищ золота, а й, з певними корекціями, *PT*-режиму, фазово-агрегатного стану і складу флюїдів, родовищ багатьох інших металів, що стало важливою передумовою належного фізико-хімічного підґрунтя для розробки розшуково-оцінних критеріїв та ознак відповідного зруденіння [8, 9, 11, 17]. Для здійснення прогнозування золотого зруденіння на УЩ та в пограничних регіонах необхідно діагностувати не тільки якісний склад та фазово-агрегатний стан золотоносних флюїдів і їхній термобаричний рівень, але й здійснити просторову екстраполяцію градієнтів і трендів цих параметрів із визначенням просторового положення зон, які у вертикальному перерізі фізико-хімічно сприятливі для розвитку золотого зруденіння, а також верхньо- і нижньорудних фізико-хімічних рівнів їхнього виклинювання з урахуванням структурно-фаціальних умов рудолокалізації [11, 17, 18].

Разом з тим у процесі оцінювання вірогідного загального вертикального розмаху золотого зруденіння, рівня його денудації та глибини поширення збереженої частини потрібно зважати на ступінь термостатованості рудогенерувальних систем і величину палеотемпера-

турного градієнта  $\Delta T/100 \text{ м}$ : витриманість зруденіння на глибину зростає з переходом від слабко- до термостатованих систем, а величина  $\Delta T$ , навпаки, зменшується. Саме цим, зокрема, пояснюється стиснутий по вертикалі і порівняно концентрований (бонанцовий) розподіл зруденіння у випадку нахрестізохоричних трендів розвитку магматогенно-гідротермальних родовищ і розтягнутий по вертикалі, іноді до кількох кілометрів, з порівняно низьким вмістом благородного металу, але з дуже великими запасами — у випадку метаморфогенно-гідротермальних родовищ золота на УЩ.

Окрім вказаних термобарогеохімічних прогностичних підходів до попередньої оцінки вірогідних масштабів такого геолого-генетичного типу золотого зруденіння і визначення ділянок поширення золотоносних руд дуже важливою також є діагностика наявності його геоенергетичного зв'язку з палеотепловими полями розломних структур чи магматичних (метаморфічних) утворень, відірваності від рудогенних осередків чи сумішеності з джерелами генерування й розвантаження флюїдів.

Варто звернути увагу, що хоча генотипно метаморфогенно-гідротермальна природа золоторудних родовищ УЩ діагностована доволі обґрунтовано, лише родовища Середньопридністровської ЗКО мають світові геолого-промислові і формаційні аналоги, натомість таких для золоторудних об'єктів Дністрово-Бузького і Кіровоградського геоблоків поки що не знайдено. Разом з тим масштабність і своєрідність рудогенерувальних процесів та високі екстенсивні параметри метаморфогенно-гідротермального золотого зруденіння на них дають підстави оптимістично ставитися до їхньої перспективності, як і до промислової золотоносності усєї території УЩ, де ще дуже багато недосліджених (і недіагностованих) рудопроявів золота у різних СФК. Тому цілком вірогідно, що внаслідок подальших системних геолого-генетичних досліджень уже в недалекому майбутньому вирізнятимуться усталені і нові формаційні типи золоторудних родовищ (умовно "український прототип"), як це уже зроблено, приміром, щодо Майського золоторудного родовища, яке віднесено до новітньої формації золотоносних біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів, чи вирізнено особливий — клинцівський — тип таких золоторудних родовищ.

## ЛІТЕРАТУРА

1. *Бобров О.Б.* Корисні копалини України. Ч. 1. Золоторудні родовища Українського щита. — Львів : ЛДУ, 1997. — 58 с.
2. *Бобров О.Б., Гурський Д.С., Сиворонов А.О., Павлунь М.М.* Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України. — К. : УкрДГРІ, 2004. — 468 с.
3. *Бобров А.Б., Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н.* Термобарогеохимическая модель рудно-петрогенетических процессов формирования Майского месторождения золота (УЩ) // Тр. Междунар. конф. по термобарогеохимии. — Александров : ВНИИСИМС, 2001. — С. 248—261.
4. *Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Меркушин І.Є.* Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель отворення). — Дніпропетровськ, 2000. — 180 с.
5. *Бородаевская М.Й., Рожков І.С.* Месторождения золота. Рудные месторождения СССР. — М. : Недра, 1976. — Т. 3. — С. 5—77.
6. *Буряк В.А.* Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа // *Метаморфогенное рудообразование* : Сб. науч. ст. — М., 1997. — С. 185—197.
7. *Галецкий Л.С., Бочай Л.В., Лебедь Н.И.* Карта золотоносности Украины // *Геол. журн.* — 1994. — № 3. — С. 14—30.
8. *Лазько Є.М., Ляхов Ю.В., Павлунь М.М.* Принципи термобарогеохімічного прогнозування, пошуків та оцінки золоторудних родовищ на території України // *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* — 1992. — Вип. 11. — С. 25—40.
9. *Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н.* Термобарогеохимические методы прогнозирования и поисков полезных ископаемых // *Современные проблемы геологии поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.* — М. : Наука, 1997. — С. 24—32.
10. *Лебедь Н.И.* Закономерности локализации золоторудной минерализации на территории Украинского щита // *Минерал. журн.* — 2000. — 22, № 1. — С. 108—114.
11. *Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н., Пизнюр А.В., Попивняк І.В.* Термобарогеохимия золота. — Львов : Світ, 1995. — 280 с.
12. *Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Поздеев К.М.* Типы золотоконцентрирующих палеогидросистем Украины (по данным термобарогеохимии) // *Синтез минералов и методы их исследования* : Тр. ВНИИСИМС, 2000. — Т. 16. — С. 381—386.
13. *Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Попівняк І.В., Ціхонь С.І.* Кількісне термобарогеохімічне моделювання полів золотого зруденіння в практиці локального прогнозування // *Мінерал. зб. Львів. ун-ту.* — 2001. — № 51, вип. 1. — С. 22—34.
14. *Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Ціхонь С.І.* Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез. — Львів : Вид. Львів. ун-ту, 2012. — 285 с.
15. *Ляхов Ю.В., Сиворонов А.О., Бобров О.Б., Павлунь М.М.* Флюїдний режим метаморфогенно-гидротермального зруденіння золота Сурської зеленокам'яної структури (УЩ) // *Мінерал. зб. Львів. ун-ту.* — 1994. — № 47, вип. 1. — С. 24—32.
16. *Павлунь М.М.* Геолого-економічні аспекти формування і функціонування мінерально-сировинної бази золота // *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* — К., 2001. — С. 60—65.
17. *Павлунь М.М.* Досвід крупномасштабного термобарогеохімічного прогнозування та оцінки грейзенового молібден-вольфрамового зруденіння герцинід Джунгаро-Балхашія (Центральний Казахстан) // *Мінерал. зб. Львів. ун-ту.* — 2002. — № 51, вип. 2. — С. 22—33.
18. *Павлунь М.М.* Фізико-хімічні умови і зональність розвитку молібден-вольфрамових та золоторудних формацій (за результатами термобарогеохімічних досліджень) : Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — Львів, 2003. — 53 с.
19. *Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д.* Формации золоторудных месторождений // *Рудные формации месторождений.* — М., 1976. — Т. 2. — С. 121—184.
20. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. — М. : Недра, 1982. — 669 с.
21. *Такеноучи С., Кеннеди Дж.К.* Бинарная система  $H_2O - CO_2$  при высоких температурах и давлениях // *Термодинамика постмагматических процессов.* — М. : Мир, 1968. — С. 110—136.
22. *Такеноучи С., Кеннеди Дж.К.* Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях // *Термодинамика постмагматических процессов.* — М. : Мир, 1968. — С. 137—149.
23. *Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Шибецкий Ю.А., Лазаренко Е.Е., Блажко В.И.* Золото-полиметаллическое рудопроявление Балка Широкая (Среднее Приднепровье) // *Минерал. журн.* — 1996. — 18, № 1. — С. 74—87.
24. *Шило Н.А.* Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций // *Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на северо-востоке СССР* : Тр. СВКНИИ. — Магадан, 1976. — Вып. 69. — С. 3—41.
25. *Bobrov O.B., Gursky D.S., Nechaev S.V., Sivoronov A.O., Yushin O.O., Pavlun M.M.* Metallogeny of Noble Metals of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ. (Ukraine).* — 2002. — 24, No 2/3. — С. 37—44.
26. *Bobrov A.B., Sivoronov A.A., Malyuk B.I., Pavlun M.M.* Economic gold mineralization in the Ukrainian Shield // *Newsletter of the ILGGM.* — Southampton. — April 1998. — No 26. — P. 61—64.
27. *Tödheide K., Franck E.U.* Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im System Kohlendioxid-Wasser bis zu Drucken von 3500 bar // *Z. Phys. Chem. Neue Folge.* — 1963. — Bd. 37. — S. 387—401.

Надійшла 11.05.2015



## REFERENCES

1. Bobrov, O.B. (1997), *Korysni kopalyny Ukrainy*, Ch. 1, LDU, L'viv, 58 p.
2. Bobrov, O.B., Gurs'kyj, D.S., Sivoronov, A.O. and Pavlun', M.M. (2004), *Geologo-genetychna typizacija zolotorudnyh rodovyssh Ukrainy*, UkrDGRI, Kyiv, 468 p.
3. Bobrov, A.B., Lyakhov, Yu.V. and Pavlun', N.N. (2001), *Tr. mezhdunar. konf. po termobarogeokhimi*, VNIISIMS, Aleksandrov, pp. 248-261.
4. Bobrov, O.B., Sivoronov, A.O. and Merkushyn, I.Je. (2000), *Majs'ke zolotorudne rodovyshe (geologija, rehovynnyj sklad rud, model' utvorennja)*, Dnipropetrovs'k, 180 p.
5. Borodaevskaya, M.I. and Rozhkov, I.S. (1976), *Mestorozhdenija zolota, Rudnye mestorozhdeniya SSSR*, Vol. 3, Nedra, Moscow, pp. 5-77.
6. Buryak, V.A. (1997), *Metamorfogennoe rudoobrazovanie*, Sb. nauch. statei, Moscow, pp. 185-197.
7. Galetskii, L.S., Bochai, L.V. and Lebed', N.I. (1994), *Geol. zhurn.*, Kyiv, Ukraine, No 3, pp. 14-30.
8. Laz'ko, Je.M., Ljahov, Ju.V. and Pavlun', M.M. (1992), *Visn. L'viv. un-tu, Ser. geol.*, Vyp. 11, L'viv, pp. 25-40.
9. Laz'ko, E.M., Lyakhov, Yu.V. and Pavlun', N.N. (1997), *Sovremennye problemy geologii poiskov i razvedki mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh*, Nauka, Moscow, pp. 24-32.
10. Lebed', N.I. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 22 No 1, pp. 108-114.
11. Lyakhov, Yu.V., Pavlun', N.N., Piznyur, A.V. and Popivnyak, I.V. (1995), *Termobarogeokhimiya zolota*, Svit, L'viv, 280 p.
12. Lyakhov, Yu.V., Pavlun', N.N., Sivoronov, A.A., Bobrov, A.B. and Pozdeev, K.M. (2000), *Sintez mineralov i metody ih issledovanija*, Tr. VNIISIMS, Vol. 16, pp. 381-386.
13. Lyakhov, Yu.V., Pavlun', M.M., Popivnyak, I.V. and Cihon', S.I. (2001), *Mineral. zb. L'viv. un-tu*, L'viv, Ukraine, No 51 Vyp. 1, pp. 22-34.
14. Lyakhov, Yu.V., Pavlun', M.M. and Cihon', S.I. (2012), *Geologija korysnykh kopalyn. Ch. I. Rudogenez*, Vyd-vo L'viv. un-tu, L'viv, 285 p.
15. Lyakhov, Yu.V., Sivoronov, A.O., Bobrov, O.B. and Pavlun', M.M. (1994), *Mineral. zb. L'viv. un-tu*, L'viv, Ukraine, No 47 Vyp. 1, pp. 24-32.
16. Pavlun', M.M. (2001), *Zb. nauk. prac' UkrDGRI*, Kyiv, pp. 60-65.
17. Pavlun', M.M. (2002), *Mineral. zb. L'viv. un-tu*, L'viv, Ukraine, No 51 Vyp. 2, pp. 22-33.
18. Pavlun', M.M. (2003), *Fyzyko-himichni umovy i zonal'nist' rozvytku molibden-vol'framovykh ta zolotordnykh formacij (za rezul'tatamy termobarogeohimichnykh dochlidzhen')*, Avtoref. dys. d-ra heol. nauk, L'viv, 53 p.
19. Petrovskaya, N.V., Safonov, Yu.G. and Sher, S.D. (1976), *Rudnye formatsii mestorozhdenii*, Vol. 2, Moscow, pp. 121-184.
20. Smirnov, V.I. (1982), *Geologiya poleznykh iskopaemykh*, Nedra, Moscow, 669 p.
21. Takenouchi, S. and Kennedi, Dzh.K. (1968), *Termodinamika postmagmaticsikh protsessov*, Mir, Moscow, pp. 110-136.
22. Takenouchi, S. and Kennedi, Dzh.K. (1968), *Termodinamika postmagmaticsikh protsessov*, Mir, Moscsow, pp. 137-149.
23. Fomin, Yu.A., Demikhov, Yu.N., Shibetskii, Yu.A., Lazarenko, E.E. and Blazhko, V.I. (1996), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 18 No 1, pp. 74-87.
24. Shilo, N.A. (1976), *Zolotorudnye mestorozhdeniya metamorfogennoi, plutonogennoi i vulkanogennoi formatsii, Geologo-geokhimicheskie osobennosti mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh na severo-vostoke SSSR*, Tr. SVKNII, Magadan, Vyp. 69, pp. 3-41.
25. Bobrov, O.B., Gursky, D.S., Nechaev, S.V., Sivoronov, A.O., Yushin, O.O. and Pavlun', M.M. (2002), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 24 No 2-3, pp. 37-44.
26. Bobrov, A.B., Sivoronov, A.A., Malyuk, B.I. and Pavlun', M.M. (1998), *Newsletter of the ILGGM*, Southgempton, April, No 26, pp. 61-64.
27. Tödheide, K. and Franck, E.U. (1963), *Z. Phys. Chem. Neue Folge*, Bd. 37, pp. 387-401.

Received 11.05.2015

*Н.Н. Павлунь*

Львовский национальный университет имени Ивана Франко  
79005, г. Львов, Украина, ул. Грушевского, 4  
E-mail: zaggeol@franko.lviv.ua

#### О МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ПРИРОДЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Рассмотрены особенности физико-химических процессов формирования золоторудных месторождений Украинского щита на основании реконструкции ряда термобарогеохимических признаков и параметров флюидного режима минералообразования. Сделан вывод об их метаморфогенно-гидротермальной природе. Об этом свидетельствует наиболее высокобарическое (до гипербарического) давление минералообразования (300–350 МПа),



субизохорический тренд происходящих процессов на генотипных объектах, высокая степень термостатирования (от 3—5 до 8—10 °C/100 м), высокая плотность диоксида углерода во флюидах (до 1,02 г/см<sup>3</sup>), крайне медленный (сжатый) процесс частичной и полной гомогенизации (гетерогенизации) инклюзивов и др.

*Ключевые слова:* флюидные включения, золотонакопительные палеогидросистемы, степень термостатирования, золото, Украинский щит.

*M.M. Pavlun'*

Ivan Franko National University of Lviv  
4, Hryshevsky Str., Lviv, Ukraine, 79005  
E-mail: zaggeol@franko.lviv.ua

#### ABOUT THE METAMORPHIC-HYDROTHERMAL NATURE OF GOLD ORE DEPOSIT FORMATIONS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Physical and chemical features of the processes of formation of gold ore deposits in the Ukrainian Shield are considered based on the reconstruction of a number of thermobarogeochemical features and parameters of the mineral forming fluid regime. Their metamorphic-hydrothermal nature was concluded. It is confirmed by the highest (to hyperbaric) pressures (300—350 MPa), subisochoric trend of the processes at the genotype objects, high temperature control (from 3—5 to 8—10 °C/100 m), dioxide carbon high density in fluids (up to 1.02 g/cm<sup>3</sup>), very slow (compressed) process of partial and complete homogenization (heterogenization) of the inclusions, etc.

*Keywords:* fluid inclusions, gold-concentration paleohydrosystems, degree of temperature control, gold, Ukrainian Shield.