

УДК 553.21/24

## ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЯ ЗОЛОТОРУДНИХ ФОРМАЦІЙ СХІДНОГО УЗБЕКИСТАНУ

**М. Павлунь**

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

Розглянуто термобарогеохімічні діагностичні ознаки та генетичні особливості золоторудних формацій Східного Узбекистану, у тім числі глибини їхнього формування щодо синрудної палеоповерхні.

*Ключові слова:* золоторудні формації, термобарогеохімічні ознаки, рідка та газова фази гідротерм, Бельтау-Курамінський вулканоплутонічний пояс, Узбекистан.

У генетико-формаційних класифікаціях родовища золота Східного Узбекистану (Кочбулак, Кизил-Алма та ін.) зачислені до гідротермальних приповерхневих утворень вулканогенної групи [12]. Такі уявлення щодо їхньої формаційної належності загальноприйняті і є підгрунтям переважно ортодоксальних прогнозно-металогенічних побудов, які, зазвичай, не виходять за межі цієї концепції й реалізовані на багатьох перспективних ділянках, що підлягають детальному опитуванню й оцінюванню. Головні родовища та перспективні золотоносні площі поширені в межах Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу (ВПП) [1].

Бельтау-Курамінський ВПП, розділений на Чаткальську (здебільшого інтрузивну) і Курамінську (переважно вулканічну) підзони, розвивався на консолідованому середньопалеозойському фундаменті і пройшов три етапи герцинської тектономагматичної активізації: квазіплатформний, орогенний і пізньоорогенний [2]. Протягом квазіплатформного етапу сформувалися товщі теригенно-карбонатних формацій, які стали вмісними для укорінених інтрузивів  $C_1-C_2$ . В орогенний етап ( $C_1-C_2$ ) незначно розвинулися ранньоорогенні габро-діабазові інтрузії та вулканіти андезито-базальтового складу, сформувалися головні складчасті споруди і вкоренилися великі багатофазові інтрузії кислого складу. У пізньоорогенний етап ( $C_3-P_2$ ) відновилися тектономагматична активізація, широко розвинувся магматизм вулканоплутонічного типу (65–70 % відслоненої площі регіону), який вирізнявся строкатістю й багатофазовістю. Його контролювали великі накладені вулканотектонічні депресії та зони глибинних розломів, що неодноразово поновлювались [1].

Типовими представниками золоторудних родовищ Східного Узбекистану є велике родовище Кочбулак і не менш відоме Кизил-Алма. За даними [2, 4, 5, 8], Кочбулацьке родовище належить до золото-сульфідно-кварцової з телуридами формації малих глибин. Міжформаційні положисті рудовмісні структури зривів Нішбаш, Кальта, Узун, Четгі-I і -II та інші, лінійно витягнуті січні й трубоподібні крутоспад-

ні рудно-експлозивні споруди (РЕС) родовища [2] просторово і структурно спряжені з нижньокам'яновугільними вулканогенними породами андезито-дацитової формації, що сформована на завершальному етапі становлення палеозойського Бельгау-Курамінського ВПП [1].

Вулканогенні породи родовища прорвані субвулканічними тілами сієніто-діоритових порфіритів, неками дацитів, долеритів і дайками двох типів, що розрізняються за складом і віком: дорудними сієніто-діоритів та внутрішньо- і пострудними діоритів та діабазових порфіритів, які перерізають і зміщують рудні жили [2].

Витримані за простяганням положисті тіла міжформаційних зривів представлені потужними зонами прожилкового і метасоматичного окварцювання з убогою сульфідною мінералізацією, і лише в місцях спряження з січними рудними зонами в них помітно збільшується кількість сульфідів, головню бляклих руд і телуридів. Витягнуті в субмеридіональному напрямі січні жильні рудні тіла – це протяжні кварцові жили невеликої потужності, іноді серія субпаралельних малопотужних кварцових жил серед окварцьованих і серицитизованих порфіритів. Усі ці рудні тіла супроводжуються зонами освітлення вмисних порід, серицитизацією, піритизацією. Сульфідно-золотоносна мінералізація в таких тілах поширена вкрай нерівномірно: практично безсульфідні ділянки чергуються з рясними сульфідно-кварцовими (пірит, тетраедрит) агрегатами. Найменша концентрація сульфідів звичайно притаманна ділянкам вилчення рудних тіл.

Найбільше промислове значення мають складно побудовані трубоподібні тіла, що збігаються з зонами крутих розломних порушень – РЕС. Горизонтальний переріз таких тіл овальної або лінзоподібної форми, вони найбільше золото- і сульфідноносні, з украй нерівномірним розподілом сульфідів у вертикальному і горизонтальному перерізі. Сульфіди – це здебільшого колчеданові лінзи і бляклі руди [4, 8].

Родовище слабо еродоване, має значний вертикальний розмах зруденіння, в складі якого, окрім жильних мінералів (кварц, карбонати), наявний багатий спектр сульфідних мінералів. За кількістю мінеральних видів руди Кочбулака не мають аналогів серед близькоповерхневих об'єктів [5] і зіставні лише з небагатьма родовищами формації Дарасун).

Серед рудних мінералів поширені: пірит кількох генерацій, бляклі руди, халькопірит, галеніт, сфалерит, телуридно-сульфосольова мінералізація, серед якої трапляються рідкісні й украй рідкісні мінерали. Найрізноманітніше в рудах самородне золото. Його мікроскопічні виділення й поодинокі макроскопічно видимі вкраплення є у зростанні з кварцом, тетраедритом, голдфілдитом, сульфідами, телуридами. За формою його виділення різноманітні – губчасті, пластинчасті, ксеноморфні. За даними [4, 5], пробність золота змінюється в широких межах – від 380 до 995.

Родовище Кизил-Алма розташоване в Шаваз-Дукентському синклінальному прогині, вивпненому вулканогенними породами, що покривають інтенсивно дислокований середньопалеозойський інтрузивний фундамент. Вулканіти мають різний склад і вік: андезито-дацити –  $C_2-P_1$ , ліпарити –  $P_2-T_1$ . Інтрузивний комплекс фундаменту розчленований на дві групи: головну фазу двослюдяних порфіроподібних гранітів і фазу додаткових інтрузій, складених аляскітовими гранітами й адаметитами. Завершили формування комплексу пізні деривати жильного магматизму – дайки олігоклаз-альбітових порфірів, фельзитів і кварцових порфірів, діоритових порфіритів і граніт-порфірів, частина яких внутрішньорудна [13].

Кизил-Алмайське рудне поле розташоване в горстовому піднятті, з півночі обмежене Булацьким, з півдня – Гошсайським розломами, зі сходу – меридіональними розломами, а з заходу – тектонічним контактом гранітів з гранодіоритами. Саме ж родовище просторово тяжіє до Кизил-Алмасайського розлому – складно побудованої зони порівняно великої й невитриманої потужності (50–250 м); зона насичена серією дайок і маркована інтенсивним окварцюванням гранітів середнього палеозою [13].

Головні рудні тіла родовища – кварцоворудні стовпи й лінзоподібні поклади – сформовані під час косого відкривання тріщин відколу в місцях спряження тріщин різних напрямів. За геологічною будовою це родовище відрізняється від Кочбулака, воно більше подібне до родовищ, що достовірно належать до середньоглибинної формації (Дарасун, Джеламбет, Аксу-жильне, Бестюбе та ін.). Хоч тут і простежується просторово-структурна спряженість зруденіння з кислими і субвулканічними стадіями вулканізму, наявний контроль зруденіння розривними структурами у вулканотектонічних депресіях, та все ж головні золото-кварцові жили (за винятком хіба що верхньої частини шахтного горизонту № 1) повністю розташовані в гранітоїдах  $P_2$  і в чохлах суттєво гіпабісальної фації метасоматитів – березитів.

За текстурними особливостями руди обох родовищ дуже прикметні, оскільки на них розвинуті різноманітні текстури, притаманні родовищам різноглибинних формацій: масивні, смугасті, брекчійові і брекчієподібні, перетинання, крустифікаційні, кокардові, друзові, крустифікаційно-смугасті, вкраплені, прожилково-вкраплені, прожилково-смугасті, прожилково-крустифікаційні тощо.

Термобарогеохімічне (ТБГХ) великомасштабне картування та вивчення флюїдного режиму формування родовищ дало змогу виявити параметричні ТБГХ-показники розвитку фізико-хімічного процесу рудоутворення, які допомогли по-новому підійти до вирішення питання про рудно-формаційну належність родовищ золота регіону і піддати сумніву їхню малоглибинну природу.

Склад і текстурні особливості руд родовища свідчать про складну й динамічну історію їхнього формування, в якій разом із кристалізацією речовини в порожнинах важливе значення мали процеси вилуговування та метасоматозу [4, 5, 8, 14].

Мінерали руд утворюють різноманітні й помітно контрастні парагенетичні асоціації. Для Кочбулака з урахуванням даних В.А. Коваленкера [4, 5] ми виділили п'ять таких асоціацій, на Кизил-Алмі розмежовані два типи руд, об'єднаних у шість асоціацій [9, 14]: убогосульфідні з арсенопіритом і помірносульфідні з багатим спектром бляклорудної мінералізації та різноманітних телуридів золота й срібла кочбулацького типу. На обох родовищах у верхніх частинах асоціації розмежовані, на глибині – суміщені, що підвищує продуктивність рудних зон і свідчить про їхню різностадійність формування та доволі складні пульсаційно-телескоповані взаємовідношення.

Отже, дискретний і циклічний регресивно-інверсійний процес формування гідротермальних руд родовищ відбувався в чотири стадії, термобаричний режим яких дуже близький.

Головні результати *PT*-досліджень сингенетичних флюїдних включень у мінералах різновікових парагенезисів наведено в табл. 1, 2.

Таблиця 1

Результати термобарометричного дослідження сингенетичних флюїдних включень

мінералотворних розчинів у різновікових виділеннях кварцу та інших мінералів родовища Кочбулак

Мінеральна асоціація	Генерація мінералу	Тип включень*	Фазовий склад включень**	Температура (°C) і тип гомогенізації		Температура (°C) і тип гомогенізації включень CO <sub>2</sub>		Густина CO <sub>2</sub> , г/см <sup>3</sup>	Тиск, МПа	
				I	II	I	II			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Пірит-серцит-кварцова	Кварц-І	РГ	20–30		365–325				206	
		ГР	60–70	365–325					15 (за парціальним тиском пари води)	
			75–80	325–260						
			80–85	265–240						
Золото-вісмутит-калаверит-кварцова	Кварц-Іа	ГР	65–75	325–275	325–275					
			75–80	280–195	255–205					
	Карбонат-Іа	ГР	80–85–92	205–145						
										ВВ і ГтЗ
Золото-сульфосольово-бляклорудно-телуридно-кварцова	Кварц-Іб	ГР	75–80	295–175	295–175					
			55–65							
	Сфалерит-І	ГР	65–75–80	280–195						
				265–250						
	Карбонат-І	ГР	85–95	195–140						
Сфалерит-І	ВВ	65–50–96% рідкої фази CO <sub>2</sub>					31,00–31,25	0,248		

Закінчення табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Галеніт-сфалерит-кварцова	Кварц-III	ГР	80–85–90	255–155					
		ВВ	90–99 % CO <sub>2</sub>				24–28	0,208–0,215	
	Сфалерит-II	ГР	75–85	250–175					
		ВВ	95–97 % CO <sub>2</sub>				19–21	0,170–0,176	20–15
Карбонат-II	ГР	85–90	175–95						
Барит-анкерит-доломіт-кварцова	Кварц-IV	ГР	88–92	190–120					
	Сфалерит-III	ГР	90–95	140–80					
	Барит	ГР	85–90	150–75					
		Р	100						
	Карбонат-III	ГР	90–95	125–50					
Р		100							

\* Типи включень: Р – однофазові рідинні; ГР – газиво-рідинні; РГ – рідинно-газові; ВВ – вуглекислотно-водні; ГТЗ – гетерогенного захоплення; ГМЗ – гомогенного захоплення.

\*\* Відсоток наповнення рідким водним розчином при 20°C.

Як видно зі схем стадійності [9, 10] і табл. 1, 2, лише температурний рівень рудоутворення і тиск під час формування виявленої тільки на Кизил-Алмі стадії ранніх сульфідів з арсенопіритом найвищі – понад 390–325°C і 58–46 МПа, відповідно.

Таблиця 2

Результати термобарометричного вивчення сингенетичних флюїдних включень мінералотворних розчинів у різновікових виділеннях кварцу та інших мінералів родовища Кизил-Алма

Мінеральна асоціація	Мінерал	Тип включень*	Фазовий склад включень	Температура (°C) і тип гомогенізації		Температура (°C) і тип гомогенізації включень CO <sub>2</sub>		Густина CO <sub>2</sub> , г/см <sup>3</sup>	Тиск, МПа
				I	II	I	II		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пірит-серіцит-кварцова	Кварц-I	ГР і РГ	20–25	375–345	375–345				25–20 (за парціальним тиском пари води)
			55–75	315–260					
	Карбонат-I	ГР	75–70	305–255					

Закінчення табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пірит-арсенопірит-кварцова	Кварц-Іа	ГР ГМЗ	75–80	350–325	370–325				
			65–75–88	340–270	340–270				
Пірит-арсенопірит-кварцова	Кварц-Іб	ГР	65–80	350–315					
				295–240					
Пірит-халькопірит-кварцова	Кварц-Іб	Включення гомогенного CO <sub>2</sub>	95–75% рідкого CO <sub>2</sub>			26–27	29–31	0,560–0,460	58–46
				Сидерит-І	ГР	75–88	300–225		29–30
Поліметалево-кварцова бляклорудна	Кварц-Іа	ГР	65–75	320–280	320–260				
				285–205					
	Включення CO <sub>2</sub>	ГР	97–70–60			25–26		0,455–0,460	47–40
Золото-телуридно-сульфосольово-кварцова	Кварц-ІІб	ГР	70–75–80	295–240	255–205				
				255–175					
	Включення CO <sub>2</sub> ГМ-ГТ	ГР	98–95% CO <sub>2</sub> 45–65% CO <sub>2</sub>			21–23 22–24		0,350–0,275	49–32
Барит-сидерит-кальцит-кварцова	Кварц-ІV	ГР	85–92	145–95					
				100–90					
	Сидерит-ІІІ	ГР	95–95	125–105					
	Кальцит	ГР	94–95	110–90					
Барит	Р	ГР	98–95	100–85					
			100						

Водночас термобаричні умови формування мінеральних парагенезисів усіх інших стадій мінералоутворення на обох родовищах майже тотожні. В конкретній

точці поширення головні мінеральні асоціації кристалізувалися в дещо вужчому інтервалі, ніж зазначено в табл. 1, 2, – різниця між верхніми і нижніми межами температури гомогенізації включень здебільшого не перевищувала 60–20°C, що пояснюють просторовою зміною температури. З'ясовано, що чим ближче до поверхні родовищ, тим менша ця різниця, що пов'язано, вірогідно, з теплообміном і поступовою втратою тепла на шляху міграції висхідного “поток” певної порції гідротермальних розчинів.

Найприкметнішою особливістю процесу є стрибкоподібні підвищення температури на початку функціонування кожної наступної стадії порівняно з завершенням попередньої, що є відображенням пульсаційного надходження флюїдів і пов'язане з укоріненням інтравудних дайок різного складу [2]. Важливо, що просторово-часова спряженість дайкових утворень і рудної мінералізації засвідчує спільність генерувального джерела магми і руди, а сама перекожаність гідротермального рудоутворення і пізнього дайкового магматизму притаманна родовищам золота середньоглибинної формації і, навпаки, не характерна для малоглибинної [2, 11, 12]. Сама ж інтенсивність цих стрибків температури на початкових стадіях, як і загальний рівень температурних умов, значно помітніші на Кизил-Алмі (понад 125°C проти 90°C на Кочбулаку). Це свідчить про більшу теплову активність рудогенерувального джерела на Кизил-Алмі й зумовлене тим, що рудні тіла залягають тут здебільшого в інтрузивних породах фундаменту, тоді як на Кочбулаку вони містяться у вулканогенному чохлі й віддалені від штокоподібних комагматичних інтрузій середнього-основного складу в фундаменті [2, 13], з якими, очевидно, зв'язані парагенетично.

Показово, що на стадіях продуктивного мінералоутворення відбувалася найінтенсивніша гетерогенізація вуглекислотно-водних розчинів з відокремленням CO<sub>2</sub> (його густина змінювалась від 0,560 на початках стадій до 0,275 г/см<sup>3</sup> наприкінці, що відповідає флуктуативним варіаціям тиску від понад 58 до 32 МПа), яка здебільшого просторово збігалася з золоторудними стовпами і максимально виявлялася при 280–200°C. Відокремлення CO<sub>2</sub> в разі перепадів тиску регулювало кислотність–лужність режиму і сприяло спонтанному рудовідкладанню в неспокійних геолого-структурних і похідних термодинамічних умовах, чим, вірогідно, спричинений порівняно широкий розвиток брекчієвих і брекчієподібних текстур руд, особливо в трубоподібних тілах типу PEC на Кочбулаку [4, 5, 9].

Інтенсивність гетерогенізації гідротерм з частковим відокремленням CO<sub>2</sub> на Кизил-Алмі значно менша, ніж на Кочбулаку. Ми пов'язуємо це зі стабільнішими термодинамічними умовами рудогенезу як похідними порівняно більшої глибини формування цього родовища; певне підтвердження цього є й у тому, що густина CO<sub>2</sub> і, відтак, значення тиску в Кизил-Алмсайській гідротермальній системі перевищує 58 МПа. Завершальні мінеральні асоціації розвивалися, здебільшого, з гомогенних суттєво водних розчинів.

Аналіз отриманих даних розкриває своєрідну циклічність виділення з розчинів мінералів та їхніх асоціацій, що є додатковим обґрунтуванням стадійності процесу формування цих родовищ. Циклічність виявляється в тому, що на початку кожної стадії кристалізується кварц, з яким опісля спільно кристалізуються сульфідні–оксидні–карбонати. Це добре узгоджується з характером зміни рядів потенціалів іонізації “У”, розрахованих В.Д. Жаріковим [3] для окремих мінеральних видів, і відображає еволюцію кислотно-лужних властивостей кожної порції розчинів у часі.

Таке зростання лужності розчинів відбувається в напрямі до кінця стадії і від початку процесу до його завершення загалом. Спостережену тенденцію, мабуть, треба розглядати як прояв пізньої лужної стадії процесу за Д.С. Коржинським [6].

Отже, спільність схеми стадійності і термобаричного режиму формування родовищ дає підстави зачислювати їх до єдиної генетичної групи, що узгоджується з результатами вивчення хімічного складу рідкої і газової фази розчинів.

Як бачимо з табл. 3, найважливішою геохімічною рисою розчинів продуктивної стадії родовищ є помітне переважання  $\text{Na}^+$  над  $\text{K}^+$  (у два-п'ять разів); суттєве збільшення вмісту катіонів  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  і аніонів  $\text{HCO}_3^-$  у складі розчинів постпродуктивних стадій; безумовне переважання хлору в розчинах продуктивних стадій (порівняно з постпродуктивними – у 8–13 разів). З розвитком процесу також зменшувалась кількість  $\text{K}^+$  і, суттєвіше,  $\text{Na}^+$ .

Таблиця 3

Головні результати мікрохімічного аналізу водних витяжок із включень у кварці різновікових генерацій

Головні катіони–аніони	Варіації вмісту головних іонів у розчинах водних витяжок, %-екв.			
	продуктивний кварц		постпродуктивний кварц	
	Кочбулак	Кизил-Алма	Кочбулак	Кизил-Алма
$\text{Na}^+$	60–58	68–56	13,5–10,0	20–15
$\text{K}^+$	30–14	24–12	6,0–5,6	5,4–5,8
$\text{Li}^+$	–	–	–	–
$\text{Ca}^{2+}$	12,0–8,0	10,0–7,2	38–35	38–25
$\text{Mg}^{2+}$	4,8–3,6	3,6–2,4	45–41	56–42
$\text{Sr}^{2+} : \text{Ba}^{2+}$	4,4–4,2	4,8–3,8	1,0–0,7	0,4–0,2
$\text{Cl}^-$	54–38	62–47	4,2–3,7	5,8–4,0
$\text{F}^-$	1,2–0,8	1,8–1,4	0,6–0,4	–
$\text{SO}_4^{2-}$	–	–	–	16–12
$\text{HCO}_3^-$	31–27	26–18	68–60	72–56
$\text{HSiO}_3^- (?)$	57–43	52–46	40–32	36–28
pH (pH <sub>H2O</sub> )	6,95 (5,70)	6,75 (5,70)	7,48 (5,70)	7,54 (5,70)

Еволюцію геохімічного типу розчинів родовищ наочно відображають гідрохімічні формули (табл. 4). Відповідно, сольова концентрація золотоносних розчинів продуктивної стадії на родовищі Кочбулак змінювалась від 7–9 %  $\text{NaCl}$  на її початку до 5–7 % наприкінці; на Кизил-Алмі перевищувала 11 % і знижувалась до 3–4 % у завершальний період кристалізації золотоносних парагенезисів. Водночас, незалежно від тиску й місця циркуляції розчинів як продуктивних, так і постпродуктивних стадій, повсюдно виявляються значні і приблизно однакові кількості  $\text{HSiO}_3^-$  і  $\text{Na}^+$ : наскрізність  $\text{Na}^+$  дає підстави припускати його суттєву роль у формуванні комплексних сполук і перенесенні не тільки  $\text{Au}$ , а й  $\text{Zn}$  і  $\text{Pb}$ . На тлі виявленої геохімічної еволюції розчинів чітко і навіть контрастно помітна радикальна тенденція до зменшення в розчинах  $\text{Cl}^-$ : помітні його кількості притаманні лише розчинам продуктивних серій, що передбачає вірогідність трансляції золота у вигляді хлорауратних комплексів [10].

Таблиця 4



Характер еволюції геохімічного типу розчинів на золоторудних родовищах Східного Узбекистану, %-екв.

Стадія	Родовище Кочбулак	Родовище Кизил-Алма
Продуктивна	$\text{Cl}^-$ (54–38) $\text{HSiO}_3^-$ (57–43) $\text{HCO}_3^-$ (31–27) $\text{Na}^+$ (60–58) $\text{K}^+$ (30–14)	$\text{Cl}^-$ (62–47) $\text{HSiO}_3^-$ (52–46) $\text{HCO}_3^-$ (28–16) $\text{Na}^+$ (68–56) $\text{K}^+$ (24–12)
Пост-продуктивна	$\text{HCO}_3^-$ (68–60) $\text{HSiO}_3^-$ (40–32) $\text{Na}^+$ (23–10) $\text{Mg}^{2+}$ (45–35) $\text{Ca}^{2+}$ (35–19)	$\text{HCO}_3^-$ (72–56) $\text{HSiO}_3^-$ (36–28) $\text{SO}_4^{2-}$ (16–12) $\text{Na}^+$ (20–15) $\text{Mg}^{2+}$ (56–42) $\text{Ca}^{2+}$ (38–25)

Виявлений гідрохімічний склад розчинів відображає разом з іншим чітку залежність від температури і, вірогідно, тиску: наявне переважає сильних кислот і лугів на початку процесу, яке зі зниженням температури переходить до слабких кислот і лугів. Відповідно до цього змінюється і вміст у розчинах окремих хімічних компонентів названих груп (див. табл. 3).

Отримані дані помітно тяжіють до даних, які описують рудоутворення на золоторудних родовищах формації середніх глибин, хоча деякі зредуковані риси геохімії, характерні для малоглибинних формацій, теж простежуються, здебільшого на Кочбулаку.

За даними валового мас-спектрометричного хімічного аналізу в газовій фазі розчинів включень наявні  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  і  $\text{N}_2$ ;  $\text{H}_2$  – не визначали (табл. 5). Без сумніву, всюди у складі газових сумішей розчинів продуктивних стадій переважав  $\text{CO}_2$ , у підпорядкованих кількостях наявні  $\text{CH}_4$  і  $\text{N}_2$ ; у трубоподібних тілах (РЕС) Кочбулака зі збереженням домінанти  $\text{CO}_2$  у складі газів різко зростала відсоткова частка  $\text{CH}_4$ , особливо на перетині цих тіл з пологими міжформаційними зонами зривів. Аномально високий вміст  $\text{CH}_4$  у флюїдних включеннях мінералів кварц-сульфідно-сульфосольових парагенезисів на перетині трубоподібних і пологих структур корелює з підвищеною концентрацією  $\text{H}_2\text{S}$ , який сповільнював окиснення  $\text{CH}_4$  під час їхнього утворення. Поведінка  $\text{N}_2$ , вміст якого стійко збільшується з наближенням до поверхні рудних тіл, свідчить про участь у мінералоутворенні вадозних вод глибинної циркуляції. Як видно з табл. 5, загалом еволюція складу газів з розвитком процесу має тенденцію до збільшення  $\text{N}_2$  і зменшення передусім  $\text{CH}_4$ , а опісля –  $\text{CO}_2$ . Розчинам продуктивної стадії на Кизил-Алмі притаманна значно менша кількість  $\text{CH}_4$ , ніж відповідним розчинам Кочбулака. Отже, склад газової фази флюїдних включень різних стадій розвитку вивчених родовищ відображає значно помітнішу близькість до складу газів родовищ середньоглибинної формації, ніж до малоглибинної, де, безумовно, переважали  $\text{N}_2$  і  $\text{O}_2$ .

Зіставлення речовинного складу мінеральних парагенезисів руд вивчених родовищ, послідовності їхнього формування, схем стадійності і ТБГХ-параметрів флюїдного дискретно-регресивного режиму з аналогічними закономірностями утворення золото-срібних родовищ альпійського віку розкриває суттєві відмінності між ними. За низкою ТБГХ і, що не менш корелятивно важливо, геологічних, мінералого-фізичних та ізотопно-геохімічних ознак це зрудення суттєво відрізняється від типового малоглибинного, наближаючись до плутоногенно-вулканогенних утворень середніх глибин [10]. До цих ознак потрібно зачислити:

перемежування золоторудного процесу і дайкового магматизму;

Таблиця 5

Результати мас-спектрометричного вивчення хімічного складу газової фази

флюїдних включень у мінералах руд Кочбулак-Сегенецького району

Номер проби	Досліджуваний мінерал	Склад газів, об. %		
		CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>
Продуктивні мінеральні асоціації родовища Кочбулак Мінералізовані зони і жильні тіла				
К-38	Кварц-Па	6,60	74,20	19,20
К-38а		5,40	79,80	14,80
К-12	Кварц-Пб	7,80	72,80	19,40
К-64	Пірит-Па	5,60	75,00	19,40
К-35	Кварц-Па	6,10	78,10	15,80
К-35	Кварц-Пб	10,10	72,60	17,30
К-36	Кварц-Па	2,70	79,30	18,00
К-36а	Кварц-Пб	5,10	83,60	11,30
К-39		5,10	83,60	11,30
2-К-51	Кварц-Па	7,50	79,10	13,40
К-52		11,80	75,40	12,80
К-53	Кварц-Пб	10,70	77,60	11,70
К-54	Пірит-Пб	8,20	81,80	10,10
К-55	Кварц-Па	8,40	78,60	13,00
К-59		4,60	91,00	4,40
К-13		6,50	78,00	15,00
К-3а	Кварц-Пб	4,00	79,20	16,80
К-22	Кварц-Па	8,40	82,60	9,00
К-31		6,20	76,60	17,20
К-40		7,80	79,00	13,20
К-28	Кварц-Пб	5,20	84,20	10,60
Трубоподібні тіла РЕС				
К-44	Кварц-Па	34,00	43,80	22,20
К-44б	Кварц-Пб	38,50	42,70	18,80
К-16	Пірит	46,00	34,00	20,00
К-45	Кварц-Па	28,00	62,50	9,50
К-42		34,00	31,00	35,00
К-28		41,60	36,40	22,00
К-46	Кварц-Пб	26,40	33,10	40,40
К-67	Пірит	44,00	46,80	9,20
К-48	Кварц-Пб	20,10	56,50	23,40
К-46а	Кварц-Па	22,00	57,60	20,40
К-47		36,80	43,40	19,80
4-К-43	Кварц-Пб	28,80	51,10	16,10
К-56	Кварц-Па	30,00	57,00	13,00
К-49	Кварц-Пб	3,00	75,00	22,00
К-41	Кварц-Па	34,00	31,00	35,00
К-43а	Кварц-Пб	4,00	79,00	17,00
80-18y1	Кварц-Па	20,00	74,00	6,00

Закінчення табл. 5

Номер проби	Досліджуваний мінерал	Склад газів, об. %		
		CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>
Постпродуктивні мінеральні асоціації родовища Кочбулак Поліметалево(галеніт-сфалерит)-кварцова				
К-1а	Кварц-III	5,40	49,10	45,50
К-7		10,80	49,50	39,50
К-8б		8,00	47,90	44,10
К-9		9,65	47,60	42,80
К-12в	Кварц-II	11,40	39,80	43,50
К-24		6,40	53,10	40,50
К-75	Кварц-III	6,20	40,30	53,60
К-62		4,20	48,80	47,00
К-62а		5,60	50,40	44,00
Барит-доломіт-анкерит-кварцова				
К-84	Кварц-IV	7,70	18,40	73,90
К-87		5,40	24,60	70,00
К-24	Барит	1,30	18,63	76,15
К-12б		1,40	13,20	85,20
К-19а		7,90	28,30	63,80
К-29	Кварц-IV	6,40	15,40	78,20
К-33		0,60	50,70	58,70
К-37б		2,80	36,20	61,00
Продуктивні мінеральні асоціації родовища Кизил-Алма				
Ка-17	Кварц-IIа	4,10	85,60	10,30
Ка-3		3,90	84,80	11,30
Ка-211	Кварц-IIб	2,40	84,10	13,50
Ка-434		8,00	72,80	13,20
Ка-12		9,50	72,10	18,40
Ка-454	Кварц-IIа	6,50	81,10	12,40
Ка-кв.2		4,50	75,30	20,20
Ка-439		5,00	81,00	14,00
Ка-27	Кварц-IIб	3,80	81,20	16,00
Ка-27а	Кварц-IIа	4,10	92,90	3,00
Ка-25в	Кварц-IIб	6,00	90,30	3,70
Постпродуктивна асоціація родовища Кизил-Алма Барит-сидерит-кальцит-кварцова				
Ка-44в	Кварц-IV	4,00	48,20	47,80
Ка-16		6,70	39,30	54,00
Ка-18	Барит	1,80	34,20	64,00
Ка-29		4,60	28,00	67,20
Ка-14-кв1	Кварц-IV	6,70	16,30	77,00
Ка-14б	Барит	5,00	18,00	77,00

високо-середньотемпературний рівень гідротермальних процесів (понад 390–200°C);

порівняно високий тиск у системі мінералоутворення (від 40 до понад 58 МПа);  
особливості стрибкоподібних *PT*-інверсій режиму мінералоутворення;

високий вміст Na<sup>+</sup> і СГ у розчинах флюїдних включень та суттєве переважає Na<sup>+</sup> над K<sup>+</sup> (у два–п'ять разів);

високий і переважний вміст у газовій компоненті розчинів продуктивних стадій  $\text{CO}_2$  (до 97 %) і  $\text{CH}_4$  (до 45 %);

наявність у флюїдних включеннях при кімнатній температурі рідкої фази  $\text{CO}_2$  порівняно високої густини (до  $0,560 \text{ г/см}^3$ );

висока пробність самородного золота ранніх генерацій;

поширення мінеральних асоціацій ранніх сульфідів з арсенопіритом;

наявність значних мас бляклих руд і різноманітних телуридів у складі продуктивних золотоносних парагенезисів;

широкий спектр різноглибинних текстур руд;

порівняно інтенсивний розвиток гіпабісальних фацій навколорудних метасоматитів (березитів), особливо на родовищі Кизил-Алма;

виявляється електронна електропровідність галеніту;

наявність у рудах гіпабісального фукситу (Кизил-Алма);

особливості політипії серициту (модифікація  $2M_1$  з базальною відстанню в  $10\text{Å}$  і  $2M_2$ ), відсутність ознак змішаношаруватості і приуроченість  $2M_2$  до продуктивних сульфосольово-телуридних парагенезисів;

порівняно невеликі  $\Delta T$  для рудних тіл різної морфології ( $15\text{--}20^\circ \text{C}/100 \text{ м}$  для жильних тіл і  $9\text{--}12^\circ \text{C}/100 \text{ м}$  – для РЕС), що відображають умови помітно термостатованих помірно глибинних і порівняно закритих гідротермальних систем.

Такий обґрунтований комплексним ТБГХ-аналізом генетичних чинників висновок про належність родовищ до плутоногенно-вулканогенних утворень формації середніх глибин добре узгоджується з геологічними даними, за якими рівень ерозійного зрізу рудоспряжених морфоструктур Бельтау-Курамінського ВПП становить не менше  $2\ 000\text{--}2\ 500 \text{ м}$  залежно від депресійного чи купольного характеру вулканоморфоструктур [1, 7]. Звідси очевидно, що за малих щодо синрудної палеоповітряних глибин формування (до  $1,5 \text{ км}$ ) досліджені родовища золота були б повністю зародовані, тоді як у сучасному ерозійному зрізі наявний великий розмах зруденіння по вертикалі, а розсіпна золотоносність дренавальних рік нульова.

Корекція формаційної належності родовищ золота підтверджена розвідувальним бурінням на перспективних площах Кочбулак-Сегенецького району, де виявлені значний вертикальний розмах зруденіння і рудоносність глибоких горизонтів родовищ, які розробляють [10].

1. Баймухамедов Х.Н., Бородин Ю.В. Позднеорогенный вулканизм и металлогения Кураминской подзоны // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1984. Т. 13. С. 191–199.
2. Валейшо О.О., Голощук П.М., Габелко Н.А. Геология Кочбулакского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1969. С. 91–100.
3. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 75–89.
4. Коваленкер В.А. Месторождение Кочбулак: минералогия, геохимия, генезис // Структуры и текстуры руд. М., 1984. С. 18–24.
5. Коваленкер В.А. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М., 1980. С. 31–43.

6. *Коржинский Д.С.* Теория процессов минералообразования. М., 1962.
7. *Кушнарёв И.П.* Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-формационной зоны и роль эрозионного среза в их размещении // Геология рудных месторождений. 1961. № 6. С. 28–39.
8. *Макарова Э.А.* Минералого-геохимические особенности золоторудных жил Кочбулакского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969. С. 37–48.
9. *Павлунь Н.Н.* Стадийность и термобарогеохимический режим процесса минералообразования на золоторудном месторождении Кызыл-Алмасай в Восточном Узбекистане // Тез. докл. X междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров, 2001. С. 161–164.
10. *Павлунь М.* Термобарогеохімічні аспекти геолого-генетичної і рудно-формаційної типізації золотого зруденіння Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу у Східному Узбекистані // Мінерал. зб. 2002. № 52. Вип. 2. С. 78–86.
11. *Петровская Н.В.* О формациях золотых руд Узбекистана // Геология рудных месторождений. 1968. № 3. С. 17–26.
12. *Петровская Н.В., Сафонов А.Г., Шер С.Д.* Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976. Т. 2. С. 3–110.
13. *Сулейманов М.О., Белоплотова О.В.* Геология Кызыл-Алмасайского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1969. С. 19–27.
14. *Сулейманов М.О.* Минералогия золоторудных жил Кызылалмасайского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969. С. 18–23.

#### THERMOBAROGEOCHEMISTRY OF GOLD-ORE FORMATIONS OF THE EASTERN UZBEKISTAN

**M. Pavlun'**

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

Genetic peculiarities and thermobarogeochemical parameters of Eastern Uzbekistan gold-ore formations have been described, including the depth of forming respect to syn-ore paleosurface.

*Key words:* gold-ore formations, thermobarogeochemical parameters, liquid and gas phases of hydrotherms, Beltay-Kuramins'kyi volcano-plutonic belt, Uzbekistan.

Стаття надійшла до редколегії 12.04.2004

Прийнята до друку 12.05.2004