

Продовження табл. 1

К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит		К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит	
da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	2,524	12	2,537	20
3,292	93	3,289	95	3,293	4	3,26	40	1,925	10	1,933	16	-	-	-	-
3,255	85	3,252	10	-	-	-	-	1,901	4	-	-	-	-	1,897	15
3,202	5	-	-	3,197	16	3,19	5	1,882	5	-	-	1,879	8	-	-
3,095	4	-	-	3,098	4	3,12	5	1,863	11	1,858	10	1,865	6	-	-
3,037	5	-	-	3,034	8	3,03	20	1,785	12	1,79	10	-	-	-	-
2,974	31	2,971	40	2,968	4	2,95	30	1,754	4	-	-	-	-	-	-
2,942	10	-	-	2,941	30	2,97	5	1,733	3	-	-	-	-	1,729	10
2,906	10	-	-	2,901	30	2,9	5	1,702	4	-	-	-	-	-	-
2,825	27	-	-	2,828	4	2,82	20	1,677	8	1,676	10	-	-	-	-
2,774	7	-	-	2,773	12	2,79	25	1,668	9	1,665	12	-	-	-	-
2,735	30	2,732	40	-	-	-	-	1,602	6	-	-	-	-	-	-
2,688	15	2,687	14	2,691	8	2,68	25	1,568	5	-	-	-	-	1,575	10
2,651	28	2,651	40	-	-	2,64	5	1,552	7	-	-	-	-	-	-
2,587	21	2,586	20	2,576	6	-	-	1,529	4	-	-	-	-	-	-

Примітка: аналіз зроблено в лабораторії геологічного факультету КНУ, аналітик С. Савенок.

Обговорення результатів досліджень і висновки.

Вищеописані мінерали зазвичай зустрічаються в родовищах галогенних формацій, а також є характерними новоутвореннями деяких солених хлоридно-натрій-сульфатних і магнезіально-сульфатних висихаючих озер. В Україні вони встановлені в солоносних і сірчаних родовищах Прикарпаття, Сакських солених озерах Криму, в галогенних відкладах Донбасу. Для грязьових вулканів є рідкістю, зокрема, магнезіальні і комплексні натрієво-магнезіальні водні сульфати. Нині на території Керченсько-Таманської грязьовулканічної області в літературі описано лише одиничні знахідки цих мінералів. Усі вони стосуються Керченського півострова: джерело на вулкані Ак-Тубе (гексагідрит), грифони на вулкані Б. Тархан (астраханіт) і джерела на вулкані Кончек (астраханіт, епсоміт, гексагідрит) [4, 5].

Води грязьових вулканів Керченського півострова переважно слабомінералізовані. Загальна мінералізація їх коливається від 3,84 до 23,36 г/л. Вміст катіону Na для всіх вод є домінуючим – від 2725 (Борух-Оба) до 7191 мг/л (сопка Андрусова). Вміст катіонів Ca і Mg низький, максимум до 80-100 мг/л. Лише у водах сопки Вернадського вміст Mg зростає до 632 мг/л. Вміст аніону Cl коливається від 2839 (М. Тархан) до 7801 мг/л (сопка Андрусова) [3].

Ми припускаємо, що описані вище водні сульфати утворились із сопоків вод сульфатно-хлоридно-натрієвого складу за наступною схемою. Першим виділився гіпс, коли розчин при випаровуванні ще недостатньо був насичений хлористим натрієм. Після утворення гіпсу, ще з водної фази, сформувалися кристали

астраханіту, а потім, на останніх стадіях випаровування – агрегати епсоміту і астраханіту. Епсоміт влітку, в сухих умовах, повільно втрачає воду і переходить в гексагідрит, а останній по мірі збільшення температури – в пентагідрит. Восени, при зменшенні температури, в дощову погоду, всі новоутворені мінерали, крім гіпсу, переходять у розчин. При висиханні розчину з нього утворюється нова асоціація мінералів: епсоміт, гексагідрит, пентагідрит і, можливо, мірабіліт. Вони формують лише агрегатні суміші й зафіксувати їх присутність можна лише на рентгенограмах або при спостереженні кристалізації цих сумішей в лабораторних умовах.

Враховуючи надзвичайно широку різноманітність складу сопоків вод грязьових вулканів Керченського півострова (в літературі їх виділено 6 типів) і особливості поведінки гідратних сполук на поверхні землі, мінеральне царство Криму можна суттєво поповнити за рахунок сезонних мінералів. У першу чергу, це можуть бути водні сульфати Mg, Ca, Na і Fe.

1. Грязевой вулканизм и рудообразование / Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. – К., 1971. 2. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона / Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. – К., 1992. 3. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. – Краснодар, 2006. 4. Соболевский Ю.В. Минерализация самородной серы вкрапленного типа у неогеновых отложений Керченского півострова // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1970. – № 7. – С. 585–587. 5. Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Науменко С.П., Маслаков Н.А. Травертины и другие минеральные образования газодонных источников Керченского полуострова // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2007. – № 3. – С. 5–14.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК 552.4 : 553.4

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,

С. Бондаренко, наук. співроб.,

В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.,

Б. Іванов, канд. геол.-мінералог. наук, пров. геолог

ТИПИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛІЧНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ТА ТИПОМОРФІЗМ РУДНИХ МІНЕРАЛІВ

ТИМОФІЇВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ БЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

В статті розглянуто особливості формування типів благороднометалічної (золото-арсенової та мідно-срібної) мінералізації Тимофіївського рудопояву як типового золоторудного об'єкта Інгальського блоку Українського щита. Було встановлено, що незважаючи на той факт, що золото-арсенова та мідно-срібна мінералізація були виявлені в одних і тих самих свердловинах, умови їх формування та локалізації в більшості випадків не співпадають.

This paper discusses some features of formation of noble-metal (gold – arsenic and copper – silver) mineralization types of Tymopheevsk ore-manifestation, as typical gold object of Ingul'sk block of the Ukrainian Shield. It has been established, that despite of that fact, that gold – arsenic and copper – silver mineralization have been discovered in the same boreholes, conditions of their formation and localization in most cases are not not coincide.

Постановка проблеми. Численні знахідки проявів золота в межах Інгальського блоку Українського щита та

знахідки проявів срібної мінералізації щодо можливого співпадіння умов їх формування та локалізації у межах

© Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Іванов Б., 2008

подібних геологічних структур. Так наприклад, на початку пошукових робіт геологами КП "Кіровгеологія" рудопрояр Тимофіївський розглядався як перспективна геохімічна аномалія на золото (0,2–10 г/т) та срібло (300 г/т). Але за результатами подальшого глибинного буріння до глибини 500 метрів були прослідковані три зони розвитку срібної мінералізації зі вмістами металу до 60 г/т та окремі точки прояву потенційної золото-арсенової мінералізації з окремими вмістами золота до 0,2 г/т.

Виклад основного матеріалу. Рудопрояр Тимофіївський відноситься до складу цілої низки об'єктів, які просторово приурочені до зон зчленування син- та антиклінальних структур північно-західного і субмеридіонального простягання в межах північно-західної частини Братського синклінорію [3]. Структурні елементи району до того ж ускладнені серією розривних порушень, що відносяться до Звенигородсько-Ганнівської зони розломів, яка розташована в північно-західній частині Братського синклінорію, 20 км на північ від Ватутинського родовища урану. В тектонічному плані Тимофіївський рудопрояр тяжіє до центральної частини Звенигородсько-Ганнівської зони розломів і розташовується в полі поширення комплексу березівських гранітів з численними реліктами метаморфітів росяховської світи.

Породи, що вміщують рудопрояр, представлені поширеним чергуванням крутоспадаючих пачок гіперстенбіотитових, гранат-гіперстенбіотитових, кордієритбіотитових, біотитових плагіогнейсів і двопольовошпатитових гранітоїдів. Неоднорідність товщі доповнює значне поширення тіл лужних метасоматитів і наявність численних зон мігматизації.

Березівські граніти характеризуються середньопорфіробластовою структурою, мають сірий, темно-сірий колір та містять дещо підвищену кількість темноколірних мінералів (біотиту). Структура основної маси гранітів гетеробластова, ксенобластова. Самі граніти складені кварцом (20–30), олігоклазом N 14–18 (15–48), мікрокліном, мікроклін-пертитом (20–54), біотитом (5–10), гранатом (0–3), мусковітом (0–2%). Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, монацитом. Кількість акцесоріїв зростає зі збільшенням вмісту біотиту.

Мігматити макроскопічно є сірими, темно-сірими, середньозернистими, рідше дрібно- і грубозернистими породами, які ділянками нечітко порфіробластові. Під мікроскопом структура мігматитів бластогранітова, гетерогранітова, лепідогранітова; мікροструктура паралельна, масивна.

У гранат-біотитових відмінах містяться прошарки сірого дрібнозернистого гнейсу, збагаченого біотитом і гранатом. Мінеральний склад мігматитів (у ваг. %): плагіоклаз (15–60), мікроклін (20–40), кварц (15–30), біотит (10–25), гранат (2–10), графіт (0–5), акцесорні мінерали представлені апатитом (до 2), монацитом, цирконом, рудні – магнетитом, піритом, ільменітом; вторинні – хлоритом, серицитом, карбонатом, лейкоксеном.

Серед головних породоутворюючих мінералів плагіоклаз представлений олігоклазом, андезином. Загалом мінерал формує зерна неправильної або округлої форми. Ділянками плагіоклаз утворює дрібні порфіроподібні виділення. В зернах плагіоклазу на границі з мікрокліном нерідко спостерігаються прояви процесу мірмектизації. Біотит спостерігається у вигляді субпаралельно орієнтованих лусок або лінзоподібних, рідко гніздоподібних, скупчень. Іноді біотит заміщується хлоритом.

Кварц розвинений у вигляді неправильних зерен і агрегатів, нерідко орієнтованих в одному напрямку.

Золото-арсенова мінералізація

Золоторудна мінералізація просторово тяжіє до зон окварцювання і поширення арсенового-сульфідного типу мінералізації на контактах мігматитів з гнейсами. Роль кварцу в золоторудному процесі досить неоднороззначна. З одного боку, в зонах окварцювання досить часто спостерігаються прояви арсенової мінералізації, а з іншого, процеси окварцювання розповсюджені значно ширше, ніж прояви золотого зруденіння. До того ж, за встановленою закономірністю, в межах рудопрояву поширення процесів окварцювання є сприятливою, але в більшості випадків недостатньою ознакою потенційної рудоносності. Як правило, у локалізації рудних тіл не встановлюється чіткого літологічного контролю. Рудна мінералізація характеризується типовим набором головних рудних асоціацій: льолінгіт-арсенопірит-графіт-піротин-пірит-халькопірит.

За результатами мінераграфічних досліджень, формування рудної мінералізації та виділення головних продуктивних золоторудних асоціацій відбувалося у декілька стадій, представлених ранньою (допродуктивною) або оксидною (ільменіт, титано-тантало-ніобати); власне продуктивною (арсенідно-сульфідна із самородним золотом, самородним вісмутом та телуридами) та післяпродуктивною (пірит, марказит, карбонат).

Ільменіт ($FeTiO_3$) найбільш типовий рудний мінерал допродуктивної стадії. Він зустрічається як типовий акцесорний мінерал біотит-гіперстенових гнейсів, кристалосланців, різних скарноїдів та рідкіснометальних пегматитів. У пегматитах ільменіт досить часто асоціює з титано-тантало-ніобатами. Прояви переважно стрюверитової мінералізації були встановлені ще Е. Марченко [6] серед лінійних тіл апогнейсових метасоматитів в об'єкті Корсунь-Новомиргородського плутону. Супутні стрювериту мінерали є типовими для рідкіснометальних асоціацій: ніоботанталіти, каситерит, дьюмортирит. Переважаюча форма ільменіту – це неправильні зерна, ідіоморфні виділення, реліктові включення в сфені. Процес заміщення ільменіту рутилом має досить широкий розвиток у вміщуючих породах.

Графіт надзвичайно широко розвинений рудний мінерал, який спостерігається як в рудних зонах, так і у вміщуючих породах. У гранітах мінерал відмічається досить рідко. В зонах поширення миш'якової мінералізації мінерал представлений пластинками та лусками (0,02–0,09 мм у поперечнику), які орієнтовані згідно до сланцюватості.

Льолінгіт ($FeAs_2$) – типоморфний та найбільш ранній рудний мінерал допродуктивної асоціації. Арсенід поширений досить нерівномірно. Морфологія зерен льолінгіту характеризується значним різноманіттям і присутністю його у вигляді скупчень, гнізд променистих агрегатів (до 1 мм у поперечнику) ідіобластів, а також дрібних округлих, лінзоподібних включень у зернах арсенопіриту. Хімічний склад льолінгітів досить стабільний і практично завжди наближається до стехіометричних значень. За даними мікрозондового аналізу льолінгіти Тимофіївського рудопрояву характеризуються досить низькими концентраціями як нікелю, так і кобальту (Табл. 1, ан. 1–4).

Таблиця 1. Хімічний склад мінералів золото-арсенової мінералізації, ваг. %

№	Co	Ni	Fe	Cu	Ag	Au	Sb	As	S	Σ
1	0.02	0.01	27.97	0.03	0.00	0.00	0.00	70.28	0.93	99.24
2	0.03	0.02	28.31	0.00	0.00	0.00	0.01	72.03	0.87	101.27
3	0.00	0.02	27.56	0.01	0.00	0.00	0.00	70.39	1.60	99.58

Продовження табл. 1

№	Co	Ni	Fe	Cu	Ag	Au	Sb	As	S	Σ
4	0.01	0.02	30.83	0.00	0.00	0.00	0.00	69.74	0.94	101.54
5	0.11	0.08	33.42	0.00	0.00	0.00	0.00	45.94	17.29	96.84
6	0.04	0.01	34.71	0.00	0.00	0.00	0.01	44.24	16.70	95.71
7	0.03	0.02	33.15	0.00	0.00	0.00	0.01	45.89	16.37	95.47
8	0.01	0.01	60.34	-	0.00	-	-	0.00	38.71	99.07
9	0.01	0.02	59.47	-	0.00	-	-	0.00	39.56	99.06
10	0.00	0.01	60.18	-	0.00	-	-	0.07	38.22	98.48
11	0.00	0.01	59.75	-	0.00	-	-	0.00	38.50	98.26
12	0.00	0.02	45.26	-	0.00	0.00	0.00	0.01	53.86	99.15
13	0.01	0.02	46.15	-	0.00	0.00	0.00	0.00	53.20	99.38
14	0.00	0.01	46.32	-	0.00	0.00	0.00	0.00	54.01	100.34
15	0.01	0.01	29.82	34.06	0.11	0.00	0.00	0.00	33.12	97.13

Примітки: Ан. 1–4 – льолінгіти в асоціації з арсенопіритом в окварцованому Гі-Бі плагіогнейсі, свер. 16–95, гл. 203,4 м; 5–7 – арсенопірити, там же; 8–11 – піротини алотріоморфнозернисті агрегати, свер. 16–95, гл. 202,6 м; 12–14 – пірити; 15 – халькопірит, там же.

Арсенопірит (FeAsS) розвивається за рахунок більш раннього льолінгіту і спостерігається у вигляді видовжених алотріоморфнозернистих мас, форма яких ускладнюється наявністю корозійних структур заміщення, виповнених більш пізніми сульфідами. Незважаючи на досить значні розміри, арсенопірит макроскопічно практично не відрізняється від льолінгіту. У відбитому світлі арсенід має дещо світліше забарвлення. Контраст між мінералами досить відчутно підсилюється після про травлення поверхні аншлафа 50 % розчином азотної кислоти протягом 30 секунд. На відміну від арсенопіриту, який вкривається буро-коричневою плівкою, льолінгіт залишається білого кольору. За даними мікрозондового аналізу, хімічний склад мінералу не завжди відповідає його стехіометричним значенням. Спостерігаються деякі варіації вмісту миш'яку та сірки (Табл. 1, ан. 5–7).

Піротин (Fe_{1-x}S) утворює розсіяну вкрапленість алотріоморфнозернистих агрегатів. Досить часто відмічаються дрібні ксеноморфні виділення, які виповнюють інтерстиції зерен породоутворюючих мінералів, іноді оконтурюючи та цементуючи їх. Сульфід утворюється з деяким запізненням до стадії формування головної золотовмісної асоціації – кварц-льолінгіт-арсенопірит. Мікрозондові аналізи піротинів наведено в Таблиці 1. (ан. 8–11).

Халькопірит (CuFeS_2) присутній у складі майже всіх золоторудних асоціацій. Сульфід найчастіше утворює зростки зі сфалеритом та піротином.

Пірит (FeS_2) поширений досить нерівномірно. Просторово-часові взаємовідношення піриту з іншими рудними мінералами свідчать про те, що в більшості випадків пірит утворюється як наслідок дисульфідизації більш раннього піротину. І тому кількість піриту в рудах коливається в досить широкому діапазоні і відмічається в прямій залежності від ступеня окиснення руд. Серед основних морфологічних різновидів переважають алотріоморфнозернисті агрегати, крупнозернисті скупчення з ідіоморфними обрисами, дрібні прожилки та дендритоподібні продукти заміщення залізовмісних мінералів. Мікрозондові аналізи піротинів наведено в Таблиці 1. (ан. 12–14).

Молибденіт (MoS_2) зустрічається в зонах окварцовання та біотитизації при контактних зонах гнейсів з гранітоїдами. Прямого зв'язку молибденіту з арсеновою мінералізацією не спостерігається, але повсюдно встановлюється певна приуроченість розсіяних дрібних молибденітових пластинок та лусочок до скупчень біотиту та піротину. За даними мікрозондового аналізу, склад молибдену має наступний вигляд (ваг. %): Mo – 59,73; S – 39,61, Re – 0,01, W – 0,01.

Мідно-срібна мінералізація

Незважаючи на той факт, що золото-арсенова та мідно-срібна мінералізація були виявлені в одних і тих

самих свердловинах, умови їх формування та локалізації в більшості випадків не співпадають. Та й взагалі, явища накладання мідно-срібної мінералізації на золото-арсенову спостерігалися досить рідко [1]

В перетинах свердловин, пробурених у межах Тимофіївського рудопояву, мідно-срібний тип мінералізації спостерігається в межах поширення пошарових та січних тіл гранітоїдів. Просторово мідно-вісмут-срібна мінералізація приурочена до зон окварцовання і хлоритизації катаклазованих двопольовошпатових гранітоїдів і формується на постгранітаційних стадіях у пористотріщинних зонах циркуляції гідротермальних розчинів за рахунок теплового поля гранітоїдів. При цьому вміщуючі граніти зазнають діафоринних змін, що виражається в їх інтенсивній мусковітизації та хлоритизації. Фронтального поширення набувають процеси вилугування темноколірних мінералів з утворенням кавернозних порожнин.

Срібло концентрується, головним чином, у вигляді власних мінералів у халькопіриті, борніті, халькозині, а також входить до їх складу у вигляді ізоморфної домішки. Сульфід міді утворюють розсіяну вкрапленість, гнізда і прожилкові виділення. В підпорядкованих кількостях, в зростаннях з ними, зустрічається ковелін та сфалерит. Вельми рідкісними мінералами є самородний вісмут, гринокіт, вітихеніт, паркерит, макінстрийт та гесит.

Халькопірит. Вивчення розподілу благородних елементів у сульфіді показало, що присутнім є лише срібло (Табл. 2., ан. 1-3). У хімічному складі мінералу мікрозондовим аналізом фіксується стандартний набір елементів-домішок (Табл. 2, ан. 2). У межах рудопояву спостерігаються процеси заміщення халькопіриту борнітом. У борніті було встановлене срібло на рівні 0,78 ваг. % (Табл. 2, ан. 12).

Гесит (Ag_2Te) зустрічається в парагенезі з самородним вісмутом та гринокітом в халькопіритовій матриці. Окремі зерна орієнтовані вздовж міжкристалічних границь агрегатів халькопіриту, нерідко утворюючи розріджені ланцюжки. Такий розподіл вказує на вторинну природу, порівняно з халькопіритом. Під рудним мікроскопом виділення телуриду срібла на фоні сульфідів міді відрізняються завдяки більш низьким показникам відбиття та зеленувато-сірому кольору. Склад мінералу, отриманий мікрозондовим аналізом, наведений в Таблиці 2 (ан. 16).

Макінстрийт ($\text{Cu}_{0,8+x}\text{Ag}_{1,2-x}\text{S}$) був встановлений вперше для цього регіону у вигляді видовжених сильно тріщинуватих зерен (0,02–0,08 мм у поперечнику) в халькопіриті в асоціації з паркеритом та вітихенітом. У відбитому світлі мінерал має сірувато-білий колір та

анізотропію з блідо-блакитними і коричневими ефектами. В складі мінералу були встановлені підвищені вмісти домішок заліза (Табл. 2, ан. 14, 15).

Паркерит ($Ni_3 Bi_2 S_2$) – надзвичайно рідкісний мінерал, що був зафіксований у найбільш багатих мідно-срібних рудах. Як правило, сульфосіль нікелю заміщується вітихенітом та розвивається серед борніту. За да-

ними мікрозондового аналізу, паркерит містить досить значні домішки срібла (до 0,85 %) (Табл. 2, ан. 9, 10).

Vitixenit ($Cu_3 BiS_3$) у більшості випадків утворює реакційні облямівки та псевдоморфози по паркериту. Розміри мінералу не перевищують 0,002–0,01 мм у поперечнику. Мінерал характеризується високими домішками срібла (до 2,23 ваг. %), (Табл. 2, ан. 11–13).

Таблиця 2. Хімічний склад рудних мінералів мідно-сульфідної (зі сріблом та вісмутом) мінералізації Тимофіївського рудопрояву (ваг. %)

№	Fe	Cu	Bi	Pb	Sb	Ag	Au	S	Te	Ni	Σ
1	30.69	38.82	0.00	0.00	-	0.04	0.00	33.62	-	0.00	103.17
2	31.13	34.54	0.00	0.00	-	0.08	0.00	33.15	-	0.00	98.90
3	30.09	34.26	0.00	0.00	-	0.16	0.00	34.03	-	0.00	98.54
4	11.30	61.76	0.00	-	-	0.78	-	25.27	-	0.00	99.11
5	9.84	62.30	0.02	-	-	0.42	-	24.49	-	0.05	97.12
6	11.17	61.81	0.00	-	-	0.85	-	24.66	-	0.00	98.49
7	10.56	62.07	0.00	-	-	0.59	-	25.37	-	0.00	98.59
8	10.68	60.23	0.01	-	-	0.74	-	25.09	-	0.00	96.75
9	0.02	0.98	66.06	-	0.02	0.85	-	9.68	-	24.01	101.62
10	0.10	2.31	64.76	-	0.00	0.72	-	9.76	-	23.61	101.26
11	0.86	35.23	44.30	-	-	2.23	0.00	18.94	0.00	0.04	101.60
12	0.14	33.90	46.23	-	-	0.62	0.00	17.42	0.01	0.06	98.38
13	0.08	36.54	44.87	-	-	0.50	0.00	18.30	0.02	0.04	100.35
14	0.78	20.89	-	-	-	60.35	0.00	12.63	0.01	-	94.66
15	0.21	21.55	-	-	-	61.02	0.07	14.99	0.07	-	97.91
16	0.52	-	0.14	0.61	-	63.73	-	0.01	34.64	-	99.65
17	0.19	-	98.34	-	-	0.92	-	0.18	-	-	99.63
18	0.41	-	99.04	-	-	0.36	-	0.14	-	-	99.95

Примітки: Ан. 1–3 – халькопірити в зростках з борнітом, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 4–8 – борніти проростання з халькопіритом, там же; 9–10 – паркерит-реліктові агрегати серед вітихеніту, свер. 16–85, гл. 333,4; 11–13 – вітихеніти, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 12 – гесит, включення в халькопіриті, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 14–15 – самородний вісмут, там же; 14, 15 – макінстріїти – включення в сульфідах міді, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 16 – гесит, включення в халькопіриті, свер. 16–95, 333,4 м; 17, 18 – самородний вісмут, там же

Висновки. Мінералого-геохімічні особливості поведінки благородних металів у Тимофіївському рудопрояві загалом віддзеркалюють головні тенденції металогенії золота та срібла західної частини Інгільського блоку, а виділені нами типи до того ж мають регіональне поширення [2, 4].

Збагачена золотом арсенова мінералізація Тимофіївського рудопрояву належить до типових золоторудних об'єктів золото-арсенового мінералого-геохімічного типу, який характеризується наявністю на продуктивному етапі льолінгіт-арсенопірит-золоторудної асоціації. При цьому роль сульфідів у процесі концентрації благороднометалічної мінералізації є досить неоднозначною, а їх присутність взагалі є часто зовсім необов'язковою.

За Я. Белевцевим [1], мідно-срібна мінералізація відноситься до постгранітозайного генетичного типу руд, що утворювалися на регресивному етапі в пористо-тріщинних зонах циркуляції гідротермальних розчинів, нагрітих за рахунок теплового поля гранітоїдних масивів. Температури відкладання найпоширеніших сульфідних асоціацій змінюються в межах від 80 до 400° С. Як можливе первинне джерело срібла та золота переважно більшістю дослідників [2, 3, 6, 8] розглядаються вулканогенно-осадкові товщі інгуло-інгулецької серії. Особливо важливу роль при цьому могли відігравати збагачені сіркою вуглецевміщуючі утворення, в

межах яких могли відбуватися біохімічні реакції зв'язування та концентрування благородних металів.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К., 1995. 2. Бондаренко С.М., Иванов Б.Н., Семка В.А. Проявления серебряной минерализации в западной части Кировоградского блока (Украинский щит) // Минерал. журнал. – 2002. – 22, №1. – С. 20–26. 3. Гринченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А., Паталаха М.Е. Особенности размещения и вещественный состав руд золота в углеродистых метаморфических толщах // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение: Тезисы научной конференции. – Ташкент, 2005. – С. 80–83. 4. Иванов Б.Н., Лисенко В.В. Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока // Научные основы прогнозирования, поисков та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнародної конференції. – Львів, 1999. – С. 54–54. 5. Комаров А.Н. Редкометаллы тектоно-метасоматические зоны Украинского щита // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций ультраметаморфизма. – М., 1981. – С. 89–98. 6. Мележик В.А., Басалаев А.А., Предевский А.А. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. – Л., 1988. 7. Нечаев С.В., Макивчук О.Ф., Белых Н.А. и др. Новый редкометалльный район Украины // Геол. журнал. – 1991. – № 4. – С. 119–123. 8. Робен В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии // Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. – Л., 1971. – С. 56–78. 9. Сидоров А.А., Константинов М.М. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения рудных месторождений). – М., 1989.

Надійшла до редколегії 28.09.07