

УДК 553.43:553.2:(549.08 + 550.42)(477)

О.В. Ємець

ЕТАПИ ФОРМУВАННЯ СТРАТИФОРМНИХ РУДОПРОЯВІВ МІДІ ТИПУ "red-bed" У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ ДОНБАСІ: РЕЗУЛЬТАТИ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ТА ГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ. Ч. 1

Досліджено мінеральний склад, розподіл рудних мінералів, ізотопний склад вуглецю керогену, сірки сульфідів і вуглецю та кисню карбонатного цементу у міднорудних сіроколірних горизонтах червоноколірних верств картамишської світи нижньої пермі в Північно-Західному Донбасі.

Вступ. Рудопрояви міді у відкладах нижньої пермі в Північно-Західному Донбасі (Самаро-Торецький рудний район) були вперше занотовані А.А. Носовим другим у 1862 р. [10]. З 1872 по 1880 р. виплавка міді з руди, яка видобувалася з рудопроявів Мідна Руда, Картамишське та Клинівське, проводилася на невеликому заводі біля с. Клинівське підприємцем Клеймьоновим. Результати пошуково-розвідувальних робіт на мідь, які проводились пізніше, викладено в багатьох наукових працях, серед яких фундаментальне значення мають роботи [8, 10]. Незважаючи на довготривалість пошуків мідних руд, Північно-Західний Донбас ще й досі лишається перспективним щодо відкриття нових родовищ міді.

Стратиформні рудопрояви міді Північно-Західного Донбасу належать до родовищ міді типу "red-bed". Рудні тіла таких родовищ локалізуються в проверстках морського походження, які контактують з червоноколірними наверстуваннями, що формуються в умовах аридного клімату. Товщі останніх є утвореннями перехідних та континентальних фацій. Утворення мідних родовищ типу "red-bed" ще й досі широко дискутується в світовій науковій літературі, оскільки серед них відомі гігантські об'єкти: Уайт-Пайн (США), Мансфельд (Німеччина), Любін-Сірошовіце (Польща), Удокан (Росія), Джезказган (Казахстан) та Мідний пояс Центральної Африки (Замбія, Заір,

Ангола). Різні дослідники висували гіпотези для пояснення утворення рудопроявів міді у Північно-Західному Донбасі. Ці гіпотези загалом подібні. Ключовим моментом є те, що джерелом металів (Cu, Pb і Zn) вважаються річкові води, які, беручи участь в ерозії поліметалічних родовищ суміжних металогенічних провінцій Донбасу [13] чи Приазовського мегаблоку Українського щита (УЩ) [10], зносили метали в ранньопермський морський басейн. Механізм утворення рудопроявів пояснювався кристалізацією рудних мінералів безпосередньо з морської води (М.М. Яковлев, 1914 [10]) або ж процесом перерозподілу металів, сорбованих мінералами глин та органічною речовиною з морської води впродовж діагенезу осадів (Є.С. Шалит, 1940; К.Н. Савич-Заболоцький і І.Ю. Лапкін, 1949 [10]). Очевидно, що обидві гіпотези передбачають існування морського басейну з аномально високою концентрацією металів у морській воді. Однак підвищена концентрація Cu, Pb і Zn пригнічує життєдіяльність бентосу та морської рослинності, які у великій кількості зустрічаються в рудоносних горизонтах. На цій підставі з 1970—1980-х рр. синседиментаційна гіпотеза формування родовищ міді типу "red-bed" у світі була визнана хибною широким колом науковців. На даний час стосовно утворення родовищ цього типу широко використовується діагенетично-конвекційна гіпотеза, в основу якої покладено припущення існування конвекційних потоків у червоноколірних товщах,

© О.В. Ємець, 2008

які нібито вилуговували метали з червоних верств, вулканічних порід всередині червоноколірних товщ чи кристалічного фундаменту, перевідкладаючи їх на відновлювальних бар'єрах у сіроколірних проверстках, збагачених на органічну речовину та глобулярний, біогенного походження пірит [23]. Однак ця гіпотеза не може пояснити утворення багатоярусних родовищ, а також не враховує загалом слабку проникливість червоних косошаруватих верств, через що, з гідродинамічної точки зору, конвекція у їх середовищі малоімовірна, а гідродинаміка визначається здебільшого диз'юнктивними дислокаціями. Необхідно також згадати гіпотези, які пояснюють перенос металів високосоленими постексгаліційними водами з евапоритових товщ, на територіях поширення яких зазвичай зустрічаються родовища "red-bed" [19] (так, над червоноколірною рудотною товщею Північно-Західного Донбасу залягають карбонатно-евапоритові нашарування микитівської, слов'янської та краматорської світ нижньої пермі), а також припущення, що джерелом міді для формування родовища Уайт Пайн (США, Мічиган) були самородномідні поклади у конгломератах формації харбор [17], які залягають нижче (для прикладу, таким же джерелом у Донбасі могли б бути міденосні трапові формування девону глибокого залягання).

Методика досліджень. Для виконання досліджень були задіяні результати буріння, яке виконувалось ДРГП "Донецькгеологія", а також результати картувальних і пошуково-розвідувальних робіт на мідь, які описано в архівних матеріалах та наукових виданнях. Зразки для досліджень відбирали у керносковищі ДРГП "Донецькгеологія" та з відслонень під час польових робіт.

Для визначення мінерального складу рудних тіл зразки полірували та вивчали з допомогою рудного мікроскопу у відбитому світлі. Мінерали діагностували оптично і з допомогою мікронзондового рентгеноспектрального аналізатора JXA-5 (Інститут геохімії, мінералогії та рудотворення ім. М.П. Семененка НАН України (ІГМР), аналітик І.М. Бондаренко) та енергодисперсного аналізатора NORAN Vantage (Ягелонський університет, м. Краків, Польща).

Картування розподілу рудних мінералів у рудних тілах базувалось на результатах мікроскопічних досліджень систематично відібраних зразків.

Ізотопні аналізи кисню й вуглецю мінералів та органічної речовини виконані по відношенню до міжнародних стандартів *SMOW* і *PDB* відповідно на мас-спектрометрі МІ-1201В з системою напуску газу СПВП-8 (ІГМР; аналітик В.С. Мороз, хімік Л.І. Проскурко). Для аналізу ізотопного складу вуглецю органічної речовини проби порід, збагачені нею, очищали від карбонатів шляхом кип'ятіння в 10 %-му розчині соляної кислоти. Для очищення від забруднень органічними залишками органічну речовину обробляли азотною кислотою з перекисом водню (1 : 1). Потім проби промивали водою, сушили, вмішували в маленьку кварцову склянку та вводили до реактора установки спалювання. Включали прогрів нижньої печі реактора до 900 °С, верхньої — до 600 і прогрівали пробу протягом 40 хв із включеним циркуляційним насосом. Продукт реакції — CO_2 — збирали в пастки, охолоджені рідким азотом. Потім, після багатократної дистиляції з допомогою охолоджувальної суміші етилового спирту і рідкого азоту ($T = -40^\circ\text{C}$), вимірювали кількість одержаного CO_2 за допомогою манометра Мак-Леода, газ збирали в ампулу і відпаювали.

Ізотопні аналізи сірки сульфідних мінералів були здійснені на мас-спектрометрі МІ-1201В в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України (аналітик канд. геол.-мінерал. наук Ю.В. Деміхов). Результати аналізів віднесені до міжнародного метеоритного (троїлітового) стандарту *CDT*. Точність методу — $\pm 0,5\%$.

Геолого-структурне положення рудопроявів. Рудопрояви міді (Картамишський, Мідна Руда, Клинівський, Берестянський, Гладосівський, Іванградський, Сребрянський, Попаснянський, Покровський, Кислий Ключ, Гуртинський, Лозівський та ін.) локалізуються в ранньопермських відкладах картамишської світи на території площею близько 1800 та 600 км² у Бахмутському та Кальміус-Торецькому трогам відповідно (рис. 1, а, б). Всього на території цих трогів налічується понад 50 рудопроявів [10]. Обидва трого простягаються на південний схід вздовж південно-західного та північно-східного крил Дружківсько-Костянтинівської антикліналі. У південно-східному напрямку Дружківсько-Костянтинівська антикліналь флексурно з'єднується з північно-західним замиканням Горлівської антикліналі, яка також межує з обома трогамі. Крила

антикліналей падають під кутом 60–90° на південний захід та 50–70° — на північний схід.

Верстви в Бахмутському трозі заглиблюються під кутом 4–30° у структурах південної центракліналі та 8–10° — у північно-східному крилі. Південна частина Бахмутського трозу зім'ята в Артемівську брахіантикліналь північно-західного простягання, що на півночі межує з Голубівсько-Мар'ївською синкліналлю, яка, в свою чергу, північніше змінюється Нирківською антикліналлю субширотного простягання. Північно-східний фланг Бахмутського трозу ускладнений Мар'євським та Північно-Донецьким насувами (рис. 1, а, б). Амплітуди цих насувів — від 1000 до 2000 м, зменшуються в західному напрямку, а амплітуда Мар'євського насуву біля м. Каменськ-Шахтарський досягає 4000 м [7]. Формування цих насувів поліфазне. За даними В.С. Попова, з 1500 м Мар'євського насуву біля с. Черкаське 1200 м відповідає пфальцьській і кімерійській тектонофазам, 250 — ларамійській та 50 — сальській.

Кальміус-Торецький трог різко асиметричний: його південно-західне крило заглиблюється під кутом 7–30°, а північно-східне — 60–90°. На заході, вздовж Криворізько-Павлівського розлому, трог межує з УЩ.

Кам'яновугільні та пермські верстви відслонюються в південній частині Кальміус-Торецького та Бахмутського трогів, а в північному напрямку мезозойські та кайнозойські відклади їх перекривають. Будова трогів ускладнена системою малоамплітудних (до кількох десятків метрів) розривних порушень, які здебільшого простягаються в західному та південно-західному напрямку (рис. 2).

Наверстування картамишської світи залягають між відкладами араукаритової світи пізнього карбону та ранньопермськими евапоритовими відкладами (микитівська, слов'янська та краматорська світи) (рис. 1, б). Картамишська світа згідно перекриває араукаритову товщу і представлена косошаруватими наверстуваннями пісковиків, алевролітів і аргілітів, які відклалися за умов континентальних та перехідних фацій. Верстви містять знаки палеоерозії і хаотично виклинюються за простяганням. Крупнозернистість картамишських відкладів зменшується в напрямку до Дніпровсько-Донецької западини, а їх потужність — від 1150 до 500 м з південного сходу на північний захід [10].

Рудоносні сіроколірні проверстки морського походження потужністю до 40 м розділяють

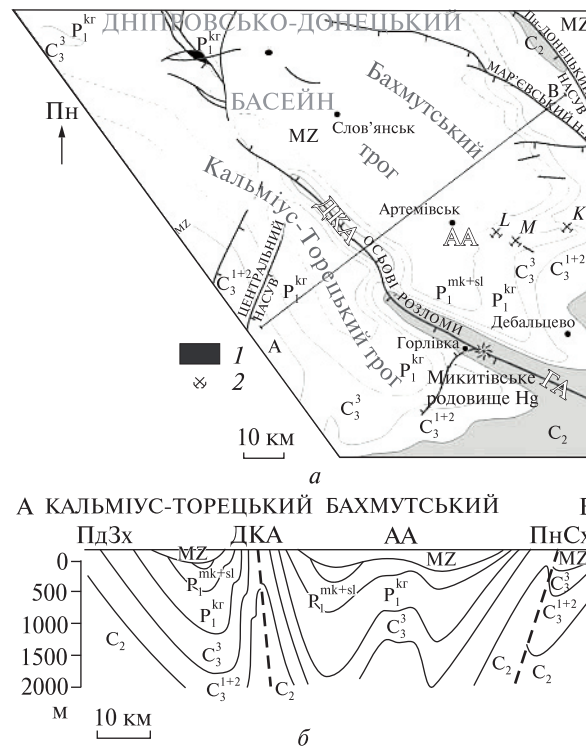


Рис. 1. Геологічний огляд міденосного району Донбасу (без кайнозойського чохла): 1 — кепроки діапїрів девонської солі; 2 — старі Cu рудники; а — геологічна карта; б — розріз; ДКА — Дружківсько-Костянтинівська антикліналь, АА — Артемівська антикліналь, ГА — Горлівська антикліналь. Положення старих рудників: К — Картамишський; М — Мідна Руда; Л — Клинівський

червоноколірну товщу. Їхня товщина збільшується на південний захід. Серед них Л.П. Нестеренко [11] виділив 12 маркувальних горизонтів Q1–Q12 (рис. 2). Ділянками між ними є проміжні сірі прошарки. Відстань між маркувальними горизонтами змінюється від 20 до 280 м, але, загалом, зменшується у північному напрямку. Сірі породи складаються з глин, глинистих алевролітів, пісковиків та гравелітів, які в Кальміус-Торецькому трозі змінюються переважно крупнозернистими пісковиками та гравелітами. Звичайно сірі горизонти неоднорідні, містять численні прошарки контрастно зернистого та глинистого матеріалу. У північному напрямку відбувається зростання карбонатності сірих пісковиків і алевролітів, а у свердловинах, які перетнули маркувальні горизонти, а також у відслоненнях горизонтів Q8, Q10 і Q12 з'являються прошарки доломітизованих вапняків товщиною 0,1–0,5 м [11]. У північній частині Бахмутського трозу їх товщина до-

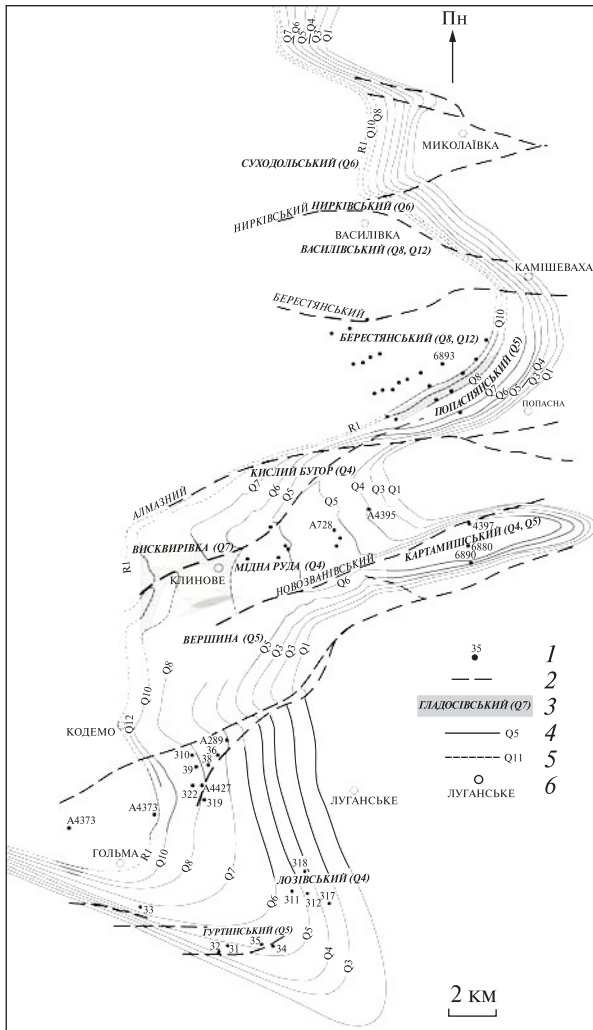


Рис. 2. План позиції сіроколірних горизонтів у південній центрикліналі Бахмутського троя: 1 — свердловини, 2 — тектонічні порушення, 3 — рудопрояви (в дужках — основний рудний горизонт), 4 — положення сірих горизонтів, представлених теригенними породами, 5 — положення сірих горизонтів, представлених в основному вапняками, 6 — населені пункти

сягає 2–7 м. Потужність прошарків вапняків зростає від нижніх до верхніх горизонтів. Вапняки містять проверстки, лінзи та включення ангідриту. Карбонатні проверстки горизонтів Q1–Q4 послідовно відступають у північному напрямку, відображаючи звуження карбонатнонагромаджувальної частини басейну, що є продовженням розвитку араукаритового моря на рівні горизонтів P4–P7, які поводять себе так само [11]. З іншого боку, карбонатні прошарки Q5–Q12 послідовно розширюються в південному напрямку. Горизонти Q8–Q12 зближені. У Бахмутському трозі відстань Q8–Q12 змінюєть-

ся від 125 м в південних відслоненнях до 83 у свердловинах, пробурених у північній його частині. Доломіт R₁ микитівської світи згідно перекриває картамишські верстви.

У плані стратиформні рудні тіла здебільшого витягнуті у вигляді смуг, орієнтованих під кутом 40–90° до простягання вмісних порід (рис. 2). Окремі рудопрояви формують декілька ярусні рудні ділянки, розташовуючись один над одним, в плані частково перекриваючись. Такими ділянками, наприклад, є рудопрояви Мідна Руда (поклад в горизонті Q4), Вершина (Q5) і Вискрівка (Q7) та Попаснянський (Q5) і Берестянський (Q8) рудопрояви, а також Картамишський рудопрояр (Q4 і Q5). Необхідно відзначити, що всі рудопрояви розташовані близько малоамплітудних розломів, які, ймовірно, контролювали надходження рудоутворювальних розчинів. Так, Гладосівський рудопрояр, вірогідно, контролюється Миронівським розломом; рудопрояви Мідна Руда, Вершина і Вискрівка — Алмазним та Новозванівським, Картамишський — Новозванівським, а Попаснянський і Берестянський — Берестянським. Такий же структурний контроль ймовірний і для інших рудопроярів — Гуртинського, Вікторівського, Нирківського та інших, які розташовані поряд з дрібнішими диз'юнктивними дислокаціями.

Мінеральний склад та послідовність мінералоутворення у рудопроявах. Сіроколірні пісковики поліміктові, граувак-кварцового складу (40–50 % кварцу, 8–20 — польових шпатів, 35–40 — уламків порід, серед останніх — 2–8 % уламків слюд [1, 14]). Теригенний матеріал збагачений на акцесорні мінерали, серед яких домінують рутил, магнетит, циркони, хромшпінеліди. Акцесорні мінерали не обкатані чи погано обкатані. За мінеральним складом уламків сіроколірні проверстки подібні до червоноколірних верств, дрібно-середньозернисті пісковики й алевроліти яких переважно кварцові мезоміктові (вміст кварцу — 50–60 %, кислого плагіоклазу та калієвого польового шпату — 8–10 і уламків порід — 30–40, в числі останніх уламки слюд складають 8–15 %) [1, 14]. Сіроколірні проверстки містять численні включення вуглефікованої органічної речовини.

Серед післяседиментаційних мінералів у сірих проверстках домінують каолінит, гідрослюда та монтморилоніт. Серицит розвивається по плагіоклазу.

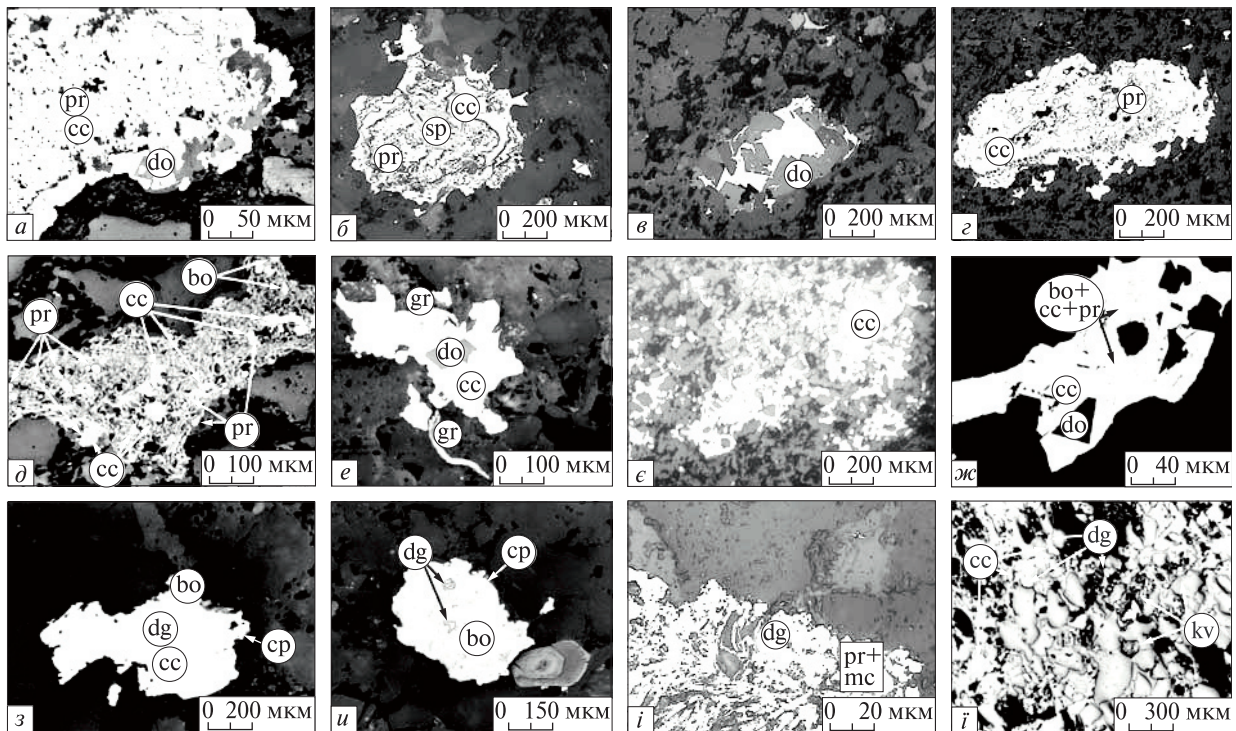


Рис. 3. Мінерали стратиформних мідних руд Північно-Західного Донбасу: *a* — халькозин-1 заміщує глобулярний пірит з розвитком доломіту, який також заміщується халькозином; *б* — глобулярний пірит заміщується сфалеритом, а пізніше пірит і сфалерит обростають і заміщуються халькозином-1; *в* — доломіт-халькозинове гніздо; *г* — халькозин-1 заміщує глобулярний пірит, що був розвинутий по органічній речовині, вуглефіковані стінки клітин якої зберігаються у вигляді реліктів у халькозині; *д* — халькозин-1 і борніт-1 заміщують глобулярний пірит у вуглефікованій органічній речовині; *е* — халькозин заміщує доломіт в асоціації з лусочками графіту; *ж* — густа вкрапленість халькозину-2 в алевроліті; *з* — халькозин-2 заміщує борніт; *и* — халькозин-1 заміщується борнітом-2, розпадаючись з виділенням епітаксціальних включень дігеніту-1, а по борніту-2 розвивається халькопірит-2; *к* — борніт-2 заміщується халькопіритом-2; *л* — виділення дігеніту в пірит-марказитовому агрегаті; *м* — ковелін псевдоморфно заміщує на фронті почервоніння дігеніт-2, а останній — халькозин-2

Карбонатний (переважно доломіт і кальцит з незначним вмістом сидериту) цемент поширений. Як вже було зазначено вище, карбонатність сіроколірних горизонтів зростає в північному напрямку. Доломіт повсюдно вторинний, залістий [14], кородує всі уламкові мінерали і рештки органічної речовини. Локально трапляються прихованокристалічні стяжіння доломіту, які вздовж тріщинок містять сульфідну мінералізацію, або ж гнізда кристалічного доломіту, які у багатьох випадках розвиваються шляхом заміщення раковин молюсків та форамініфер. Кристалізація доломіту передує і супроводжує формування сульфідів Cu, Pb і Zn, що входять до складу цих гнізд. При цьому сульфідно-доломітові зростки утворювались сингенетично, що відображено у формуванні меж індукційного характеру між сульфідами та доломітом, або доломіт заміщувався сульфідами.

Рудна мінералізація утворює дрібновокраплені структури і має нерівномірний розподіл у сіроколірних горизонтах. Найпоширенішими рудними мінералами є глобулярний пірит, марказит, халькозин, борніт і халькопірит, а сфалерит, галеніт, джарлеїт і ковелін формують зони багатой мінералізації локально. Сульфіди утворюють дрібні включення, гнізда, цементують теригенний матеріал, заміщуючи карбонатний та глинистий цемент. Часто вони формувались внаслідок масового розвитку по рештках органічної речовини. Найбагатші на мідь ділянки локалізуються в крупнозернистих пісковиках та конгломератах.

Рудоносні сіроколірні пісковики й алевроліти подекуди (у Гладосівському, Гуртинському та інших рудопроявах) мають чітко виражений зелений відтінок, що спричинено наявністю тонких лусочок Mg-Fe шамозиту в каолініт-монтморилонітовому цементі (виз-

начено рентгеноструктурним аналізом, аналітик О.Є. Гречанівська). Ці ділянки безрудні, тяжіють до розломних зон. Шамозит вважається типово синседиментаційним мінералом, однак не можна виключати його утворення за рахунок надходження чужорідних, можливо, й рудоутворювальних флюїдів. Трапляються хлоритові агрегати, які частково чи повністю почервоніли внаслідок інгресії розчинів з червоноколірних верств.

На поверхні сульфідні руди окиснені під дією гіпергенних процесів і представлені малахітовими, рідше азуритовими агрегатами, містять численні стяжиння гідроксидів заліза, які формувалися за сильно окисних сульфатних умов. У складі окиснених агрегатів зрідка трапляються зерна-релікти сульфідів міді мікроскопічного розміру.

Найбільш раннім сульфідом у сіроколірних проверстках є *глобулярний пірит*. Здебільшого він утворює глобули розміром до кількох десятків мікрометрів в діаметрі, які складені мікроскопічними фрамбоїдами. Агрегати глобулярного піриту утворюють лінзоподібні виділення, орієнтовані вздовж нашарування, часто заміщуючи рештки органічної речовини. Трапляються місця перекристалізації глобул з формуванням агрегатів мікрористалічного піриту, які часто містять марказит. Згідно з результатами виконаних рентгеноспектральних аналізів, пірит постійно містить мікродомішки Cu, Co, Ni і Cd.

Інші сульфіди, у послідовності формування, показаній у табл. 1, утворюють різноманітні форми заміщення по глобулярному піриту та один по одному з формуванням досконалих псевдоморфоз. Розвиваючись по глобулярному піриту, сульфіди Cu, Pb і Zn найперше заміщують дисперсну складову його агрегатів і найдрібніші фрамбоїди (рис. 3, а).

Сфалерит утворює дрібні вкрапленики, нерідко у вигляді добре розкристалізованих зерен. Інтенсивну мінералізацію сфалерит подекуди формує у проверстках вапняків (наприклад, у вапняках горизонтів Q11 і Q12 Берестянського рудопрояву). У слабокарбонатних горизонтах сфалерит рідкісний. Він заміщує пірит, формуючи по ньому псевдоморфози, органічну речовину, та псевдоморфно заміщує черепашки форамініфер, сам заміщується та обростає сульфідами міді (рис. 3, б). Мінерал характеризується жовтими до безколірних внутрішніми рефlekсами, які засвідчують його низьку залізистість. Результати спектрального аналізу сфалериту показують присутність у сфалериті домішок Fe і Cu [10].

Галеніт формує густу мінералізацію, подекуди трапляючись у вигляді добре розкристалізованих кубічних кристалів на території поширення у сіроколірних горизонтах шарків вапняків. У північній частині Бахмутського трогу, де такі проверстки відсутні, він рідкісний. У вапняках галеніт масово заміщує пірит і цементує релікти його глобулярних скупчень. Також він розвивається шля-

Таблиця 1. Рудно-мінеральні парагенетичні асоціації та послідовність формування мінералів у рудних тілах Бахмутського трогу

Мінерал	Рудно-мінеральні парагенетичні асоціації				
	Глобулярного піриту	Сфалерит-галеніт-халькозинова	Борніт-дігеніт-халькопіритува	Ковелін-дігеніт-халькозин-джерлеїт-марказитова	Малахіт-азурит-лімонітова
Доломіт					
Сидерит	○				
Пірит	○				
Сфалерит		○			
Галеніт		○			
Халькозин		○		○	
Джерлеїт			○	○	
Дігеніт			○	○	
Ковелін				○	
Борніт		○		
Халькопірит		○		
Марказит				○	
Срібло					○
Малахіт					○
Азурит					○
Гетит					○

хом безпосереднього заміщення карбонатної маси, з інкрустуванням черепашок форамініфер та молюсків, чи псевдоморфно заміщує вуглефіковані рештки рослинного матеріалу. У пісковиках він трапляється у вигляді гнізд, цементуючи уламковий матеріал. У приповерхневих зонах окиснення рудних тіл галеніт заміщується церуситом, який, розвиваючись вздовж спайності галеніту, місцями формує ґраткові структури.

Халькозин є найпоширенішим мінералом міді і основним мінералом її руд. У рудних горизонтах трапляються дві генерації халькозину.

Халькозин-1 поширений у рудних горизонтах і характеризує найбільш ранню мінералізацію. Він цементує теригенний матеріал, трапляється у вигляді дрібної вкрапленості в породі, а також формує окремі крупні, макроскопічно видимі виділення, які здебільшого є фітоморфозами (рис. 3, *в*) або ж приурочені до халькозин-доломітових гнізд (рис. 3, *з*). Поширені форми заміщення халькозином-1 глобулярного піриту, який розвивався по кліткової речовині органічних решток (рис. 3, *д*). У випадку масового заміщення піритових агрегатів халькозином-1 відбувається інтенсивне розчинення уламків кварцу з заповненням інтерстицій кородованих теригенних уламків халькозином. Розчинення уламків кварцу свідчить про лужність середовища (рН ~7,5–8). На окремих ділянках за заміщення халькозином-1 піриту подекуди, як результат взаємодії Си-вмісних розчинів з сульфідом заліза, по піриту розвивається борніт-1. Розмір стяжін халькозину-1 досягає 5–10 см. Трапляються зростки халькозину-1 з графітом (рис. 3, *е*). Халькозин-1 заміщує пірит (рис. 3, *а, б, д*), сфалерит (рис. 3, *б*) і галеніт, а також, зрідка, теригенні уламки. Халькозин-1 утворює сингенетичні зростки з доломітом, включення у ньому та заміщує його (рис. 3, *а, в*).

Халькозин-2 формує дрібну, ділянками густо вкрапленість (рис. 3, *є*) у породі попереду фронту почервоніння рудних тіл. Він заміщує борніт усіх генерацій (рис. 3, *ж*) і сам заміщується джарлеїтом, дігенітом-2, ковеліном чи гетитом.

Найчастіше халькозин містить домішки Fe. За результатами рентгеноспектрального аналізу, детектовано мікродомішки Ag, Co і Ni.

Джарлеїт виявлений у Північно-Західному Донбасі за допомогою мікроскопічних досліджень і підтверджений мікрозондовим аналі-

зом [4]. У аншлифах джарлеїт світло-сірий, дещо темніший за халькозин (за даними [12], інтенсивність кривої відбиття джарлеїту на 1,5–2 % нижча, ніж халькозину), однак в контакті з халькозином виглядає білішим. Мінерал заміщує та обростає халькозин і формує з ним зростки, нерідко утворюючи проміжні зони, розділяючи контакти виділень халькозину з борнітом. Суцільні псевдоморфози джарлеїту по халькозину зустрічаються на окремих, збагачених на мідну руду, ділянках. Результати досліджень [15] засвідчують, що на деяких рудних ділянках, а саме у Картамишському рудопрояві, джарлеїт є головним рудним мінералом. Автори цієї праці здійснили рентгеноспектральний аналіз дев'яти зразків крупних псевдоморфоз сульфїду міді по рослинних рештках і визначили, що в усіх зразках домінує джарлеїт.

Згідно з експериментальними дослідженнями, джарлеїт може формуватися з халькозину шляхом вилуговування з останнього міді в кислих розчинах [6]. Водночас, експериментальні роботи по синтезу мінералів показують, що джарлеїт стабільний лише за температури, нижчої від 93 °С [26]. Таким чином, його кристалізацію можна пов'язувати з початком розчинення мідних руд в умовах низької температури.

У складі джарлеїту постійно детектуються мікродомішки Fe і в мізерній кількості — Ag.

Борніт формує дві генерації. Борніт-1, як було зазначено вище, у незначній кількості подекуди формується попереду фронту розвитку халькозинової-1 (рис. 3, *д*) мінералізації шляхом заміщення піриту.

Борніт-2 заміщує халькозин-1, повсюдно з формуванням псевдоморфоз і облямівок заміщення по ньому (рис. 3, *з*). При цьому в халькозині формуються структури розпаду халькозин-дігеніт (чи джарлеїт), які утворюються в результаті дифузійного вилуговування атомів міді з структури халькозину під час формування борніту. В такому випадку на фронті заміщення борнітом-2 халькозину нерідко формується тонка зона дігеніту (рідше джарлеїту). Це засвідчує, що, принаймні частково, борніт-2 формувався завдяки постачанню міді з халькозину.

Борніт-1 і 2 зустрічаються у вигляді окремих виділень, псевдоморфоз по піритових глобулах чи розвиваються по піритових агрегатах у вигляді мікропрожилків. У останньому випад-

ку борніт цементує гнізда глобулярного піриту, заміщуючи, перш за все, мікрокристалічні ділянки з цементацією крупніших кристаликів піриту.

У борніті постійними є незначні домішки Ag, рідше — Ni, Cr, Pd і Au. Вміст міді значно вищий за стехіометричний, що може бути ефектом присутності у ньому візуально непомітних включень сульфідів Cu, більші з яких у борніті подекуди спостерігаються [4].

Халькопірит трапляється у вигляді розрідженої вкрапленості в теригенних проверстках. Він заміщує пірит, халькозин та борніт.

Халькопірит-1, як і борніт-1, у мізерній кількості формується шляхом заміщення глобулярного піриту, нерідко у вигляді самостійної мінералізації попереду фронту розвитку халькозину-1.

Халькопірит-2 утворює облямівки заміщення, периферійні включення та прожилки на/у халькозині й борніті (рис. 3, *u*), а також, як і халькопірит-1, цементує агрегати глобулярного піриту, що утруднює розрізнення цих двох генерацій. Халькопірит-2 також трапляється в борніті у вигляді включень, що місцями мають полум'яноподібну форму, або ж тонкої емульсії, яка засвідчує розпад багатозалізного твердого розчину борніту, який, очевидно, утворювався внаслідок вилуговування Cu з борніту. Цей процес подібний до того, який відмічений вище для пояснення розпаду халькозину впродовж формування борнітової мінералізації.

Дігеніт є поширеним мінералом. Він добре діагностується під час мікроскопічних досліджень завдяки властивому йому блакитному кольору у відбитому світлі. Спостережено дві генерації дігеніту.

Дігеніт-1 формує облямівки та епітаксіальні зростки з халькозином, які утворилися внаслідок розпаду останнього. Він часто спостерігається на фронті розвитку борніту-2 (рис. 3, *з*).

Дігеніт-2 формується у зонах окиснення рудних тіл переважно шляхом заміщення халькозину, рідше — борніту і халькопіриту, нерідко трапляючись у парагенезисі з ковеліном. Рідше він заміщує борніт і пірит, в останньому випадку цементуючи піритові та пірит-марказитові агрегати (рис. 3, *і*). Розвиток його мінералізації здебільшого відбувається на фронті почервоніння сіроколірних горизонтів.

Основним елементом-домішкою в дігеніті є Fe, вміст якого коливається від 0,03 до 0,14 міналів.

Марказит утворює псевдоморфози по піриту, в багатьох місцях заміщуючи його, входить до складу тонкокристалічних пірит-марказитових чи марказитових агрегатів (рис. 3, *і*). Нерідко мінерал утворює цемент заміщення в піритових малиноподібних та розкристалізованих агрегатах. Кристалізація марказиту відбувається в процесі заміщення піриту халькозином-2 та дігенітом-2. Марказит дуже рідко зустрічається в асоціації з халькопіритом. Згідно з результатами експериментальних робіт, зміна кристалізації піриту марказитом свідчить про зниження рН нижче 5,5 [25]. Такий низький рН може відповідати окиснювальним розчинам, врівноваженим з червоноколірними породами. У порівнянні з хімічним складом піриту, марказит характеризується значно меншою кількістю елементів-домішок і у мізерних кількостях містить Ag, Co і Cu.

Ковелін утворює форми заміщення по всіх сульфідах, трапляючись з ними у зростках складної будови та розвиваючись уздовж міжкристалічних меж сульфідних агрегатів. Трапляються складнопобудовані агрегати тонких кристалічних індивідів ковеліну. Мінерал утворює зони вкрапленості на фронті почервоніння рудних тіл або ж формує наскрізну розріджену мінералізацію на окремих ділянках (рис. 3, *ї*), кристалізуючись під час інгресії окиснювальних розчинів у рудні тіла. Нерідко він трапляється разом з дігенітом-2, однак це не є правилом. У складі ковеліну визначено незначні домішки Fe і Ag.

Окрім вищеописаних сульфідів міді, у рудних тілах на основі мікроскопічних спостережень та мікрондових рентгеноспектральних аналізів виявлено аніліт ($\text{Cu}_{1,75}\text{S}$), спіонкопіт ($\text{Cu}_{1,39}\text{S}$) та яровіт ($\text{Cu}_{1,125}\text{S}$). Вони утворюють облямівки на виділеннях халькозину та окремі дрібні вкрапленики, які розвиваються шляхом заміщення більш ранніх сульфідів Cu, зустрічаючись в асоціації з ковеліном. Їх формування, очевидно, є наслідком вилуговування міді з кристалічної структури халькозину.

Самородне срібло спостерігається зрідка, у пісковицях з проверстками почервоніння. Воно асоціює з розрідженими включеннями халькозину, борніту, дігеніту та псевдоморфозами гідроксидів заліза по сульфідах з імпрегнацією новоутвореними гідроксидами заліза цементу теригенних порід. Ці спостереження засвідчують осадження самородного срібла в процесі кислотного вилуговування мідноруд-

ної вкрапленості. Окрім того, мікроскопічного розміру (до 2×2 мкм) поодинокі вкрапленки самородного срібла спостережено в збагачених на Си ділянках рудних тіл.

Згідно з працею [10], в карбонатних породах Берестянського рудопрояву в горизонті Q8 в асоціації з галенітом та халькопіритом за допомогою мінералогічного та рентгеноструктурного методів був встановлений гринокіт, а в карбонатних проверстках горизонтів Q11, Q12 і R1 описано дрібну вкрапленість кіноварі.

Мінералогічні закономірності розподілу зруденіння. У Бахмутському трозі спостерігається чітка латеральна зональність в розподілі мінералів сфалерит-галеніт-халькозинової парагенетичної асоціації, яка виражена в розташуванні мідних рудопроявів у південній його частині, та мідно-свинцевь-цинкових і свинцевь-цинкових — у північній. Така зональність відмічалась і у більш ранніх роботах [2]. Відповідно до аналізу розподілу сфалерит-галенітової мінералізації, її інтенсифікація чітко спостерігається у сіроколірних проверстках з підвищеною карбонатністю, а здебільшого свинцеві і свинцевь-цинкові рудопрояви приурочені виключно до проверстків вапняків, у тому числі микитівської світи (Нирківський, Однобоківський, Покровський, Дилеєвський та ін.). На південь, зі зниженням карбонатності теригенних верств, сфалерит-галенітова мінералізація бідніє і у рудопроявах, які розташовані південніше рудопроявів Картамишський та Кислий Бугор — Мідна Руда (рис. 2), сфалерит зустрічається зрідка, а галеніт — рідкісний. Такий розподіл засвідчує чітку залежність кристалізації сульфідів Pb і Zn від карбонатності рудовмісних порід.

Згідно з дослідженнями Н.М. Грабянської [3, 10], мінеральний склад зруденіння у горизонті Q8 Берестянського рудопрояву змінюється в північному напрямку. Так, в межах південно-західного, найбагатшого на мідне зруденіння, флангу рудопрояву домінує мінералізація халькозину. Тут рудоносний горизонт представлений карбонатними алевролітами й аргілітами. Північніше, у св. 7023, разом з халькозином присутні борніт і халькопірит, а ще північніше, у св. 7025 — борніт і халькопірит переважають над халькозином, а поряд з ними з'являється мінералізація галеніту (вміст свинцю досягає 0,36 %) і гринокіт. Тут рудовмісні карбонатні алевроліти змінюються вапняками і доломітами з домішкою те-

ригенного матеріалу. Північніше халькозин зникає, а поряд з борнітом, халькопіритом і галенітом спостерігається сфалерит [3]. Отже, залежність формування рудної мінералізації від карбонатності сіроколірних горизонтів проявлена й у межах окремих рудопроявів. Окрім того, з огляду на зниження міденості рудного горизонту Q8 у північному напрямку, є підстава припускати, що формування Берестянського рудопрояву відбулося в процесі фільтрації окиснювальних металвмісних рудоутворювальних розчинів у північному напрямку.

Розподіл рудної мінералізації у сіроколірних проверстках здебільшого різко нерівномірний. Зруденіння характеризується плямистим розподілом або ж приурочене до окремих проверстків, збагачених на органічні рештки і глобулярний пірит, чи контрастно проникливі, порівняно з суміжними, прошарки. Такий розподіл рудної мінералізації засвідчує повільний (слабонапірний) режим фільтрації рудоутворювальних розчинів.

У зруденілих горизонтах прослідковується чітка вертикальна зональність. В цілому, спостерігається однотиповість у розподілі та співвідношенні рудних мінералів щодо варіації вмісту Си у вертикальних профілях, побудованих для сіроколірного горизонту Q7 Гладосівського рудопрояву (рис. 4, а—б), у горизонті Q5 поблизу Гуртинського рудопрояву (св. 3-11) та зруденілих горизонтах інших рудопроявів незалежно від інтенсивності зруденіння. Так, найвищою є концентрація Си понад 1 мас. % у св. 3-9; 0,1—0,5 — у св. 3-10; 0,03 — у св. 3-19 (горизонт Q7) та 0,1 мас. % — у св. 3-11 (горизонт Q5), що відповідає зонам, де домінує халькозин-1. Інші мінерали міді тут мають другорядну роль. Угорі, де концентрація Си стає низькою, у сіроколірних горизонтах рудна мінералізація представлена переважно розрідженою вкрапленістю халькопіриту-2, подекуди з халькозином-1 і борнітом-2. Ці мінерали формують розріджену тонку вкрапленість у пісковіку, який містить ділянки почервоніння, де поширені псевдоморфози гетиту по халькозину й піриту. Мінералізація борніту-2 здебільшого має другорядну роль, спостерігається у тих самих зонах, де домінує халькозин-1. Подекуди вона, як у горизонті Q4 Гуртинського рудопрояву, формує перехідну зону між мінералізацією халькопіриту-2 та халькозину-1. Просторово і з глибиною в

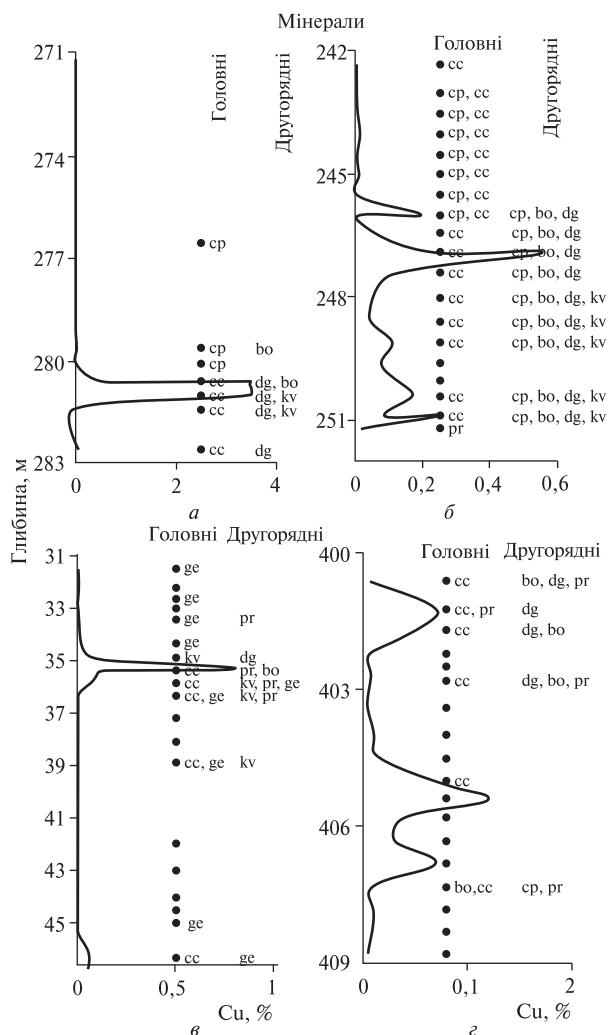


Рис. 4. Розподіл рудних мінералів та варіації вмісту Cu у рудних профілях через рудні горизонти Q7 Гладосівського рудопроаяву (а, б) та Q5 Гуртинського рудопроаяву (в, г): а — св. 3-9, б — св. 3-10, в — св. 3-5, г — св. 3-3. Умовні позначення див. на рис. 3

межах одного й того ж самого горизонту, згідно з дослідженням розподілу мінералів у керні свердловин 3-7, 3-9, 3-10, 3-19 і 3-22 з рудного горизонту Q7 Гладосівського (Кодемського) рудопроаяву, закономірність, що полягає у зміні халькозинової-1 мінералізації на переважно халькопїритову-2 знизу вгору, не порушується. Змінюється лише інтенсивність зруденіння та, відповідно, концентрації Cu. Необхідно відмітити, що халькопїритові ділянки в рудних тілах понад борнітовими і халькозиноними зонами спостерігаються також на родовищах Джекказгану (Казахстан) [9]. Таким чином, спостереження бідної халькопїритової мінералізації в рудних тілах може бути ознакою знаходження багат-

ших халькозиноних тіл глибше по падінню рудних тіл.

У найнижчих частинах сіроколірних проверстків часто спостерігається розвиток найпізніших сульфідів — ковеліну та дігеніту-2, які заміщують більш ранні сульфідні. Їх формування засвідчує більш окисне середовище у найнижчих частинах рудних тіл, тобто окиснення рудного тіла відбувалося знизу, а, отже, визначалося окисненими водами, які надходили з косошаруватих слабопроникливих червоноколірних верств і були з ними врівноважені.

Інакший розподіл сульфідів відмічається у Гуртинському рудопроаяві горизонту Q5 у св. 3-5 (рис. 4, в) і 3-3 (рис. 4, г). У св. 3-5 спостерігається неоднорідне почервоніння горизонту, що, очевидно, зумовлено проникненням метеорних вод з поверхні, де рудні пісковики відслонюються та містять окиснені руди у вигляді малахіт-азуритової мінералізації разом з хризолою та щільними лімонітовими агрегатами. На фронті зон почервоніння рудного тіла на глибині близько 35,3 м спостерігаються тонкі зони переважання ковелінової мінералізації, які донизу різко змінюються багатістю вкрапленістю халькозину-2 у пісковіку (рис. 4, в). Подекуди серед вкрапленості халькозину-2 трапляються релікти піриту та борніту. У всьому зруденілому інтервалі спостерігається розвиток ковеліну й дігеніту-2, що заміщують халькозин-1. Значно глибше, на глибині близько 400 м, за падінням горизонту Q5, у св. 3-3 концентрація міді знижується (рис. 4, г). Тут спостерігаються розріджені виділення халькозину й борніту з кородованими поверхнями, які засвідчують їх часткове розчинення, а також псевдоморфози по них гематиту і гетиту. Ділянки почервоніння характеризуються новоутвореною вкрапленістю гетиту, яка насичує породу. Трапляються форми обростання халькозином-2 борніту-2. Очевидно, що ерозійний зріз горизонту Q5 Гуртинського рудопроаяву досить глибокий, оскільки його західний фланг характеризується дуже крутим падінням верств, які складають східний борт Дружківсько-Костянтинівської антиклиналі, а сульфідна мінералізація змінена внаслідок проникнення окиснювальних вод з поверхні в рудний горизонт. Зміна ковелінової мінералізації на халькозинову зверху вниз, із заміщенням халькозину ковеліном, засвідчує надходження окиснювальних метеорних флюїдів з поверхні. Отже, формування ко-

вєлінової та багатї халькозинової мїнералїзації в горизонтї Q5 Гуртинського рудопрояву мїдї є наслідком збагачення рудних тїл на Cu в зонї гїпергенного окиснення. Вже у св. 3-11, яка розкрила горизонт в обрамленнї сїднього флангу рудопрояву на глибинї 53,5–69,8 м, такого збагачення не простежується, тут ковелїн і дїгенїт замїщують халькозин-1, борнїт-2 і халькопїрит-2 попереду фронту гетїтїзації й гематїтїзації вздовж всього зруденїлого інтервалу, при цьому вміст Cu не перевищує 0,1 %.

Ізотопно-геохїмічні особливостї рудоутворення. Для картамишських верств були замїряні величини $\delta^{13}\text{C}$ керогену, $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ карбонатів цементу сїроколірних пїсковиків і вапняків та $\delta^{34}\text{S}$ пїриту і халькозину.

Замїри $\delta^{34}\text{S}$ глобулярного пїриту показали значення від $-5,2$ до $-56,0$ ‰ (табл. 2). Такї величини характерні для пїриту біогенного походження. З огляду на переважно дуже низькі значення $\delta^{34}\text{S}$, формування такого пїриту відбувалось за біогенної сульфат-редукції в процесї циклічного диспропорціонування ізотопів сїрки в окиснювальному середовищі, що сприяє додатковому збагаченню сїрки пїриту на легший ізоотп ^{32}S в процесї біогенного утворення сульфїду залїза [18].

$\delta^{34}\text{S}$ халькозину вїдповїдає значенням $-29,8$ та $-10,1$, а галенїту — $-24,1$ ‰. Загалом, варїації $\delta^{34}\text{S}$ сульфїдів у сїроколірних проверетках засвїдчують збагачення сульфїдної сїрки важчим ізоотпом ^{34}S впродовж замїщення біогенного пїриту пїзнішими сульфїдами Cu і Pb. Оскїльки за безпосереднього замїщення пїриту халькозином, сфалеритом чи галенїтом ізотопний склад сїрки мав би не змїнюватись, такий ефект може вказувати на додаткове джерело сульфїдної сїрки в процесї рудоутворення. Подїбні закономірностї вїдомї у розподїлі ізотопного складу S у стратиформному родовищі мїдї Любїн-Сїрошовїце (Польща), де

Таблиця 2. Ізотопний склад сїрки сульфїдів із сїроколірних горизонтів картамишської свїти

Свердловина / порода	Глибина, м	Мїнерал	$\delta^{34}\text{S}$ (CDT), ‰
3-22 / пїсковик	242,1	Пїрит	$-56,0$
3-10 / пїсковик	248–248,6	Те саме	$-44,2$
3-3 / пїсковик	401,2	" "	$-5,2$
3-9 / пїсковик	280,6–281,4	" "	$-35,2$
3-9 / пїсковик	280,6–281,4	Халькозин	$-29,8$
3-3 / пїсковик	401,2	Те саме	$-10,1$
— / доломїт R ₂	—	Галенїт	$-24,1$ [8]

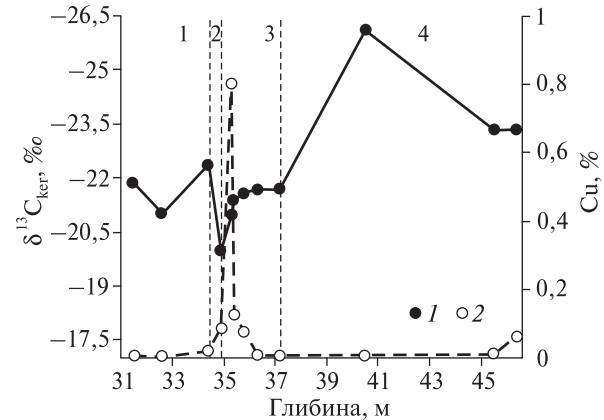


Рис. 5. Варїації ізотопного складу вуглецю органічної речовини та вмісту Cu вздовж профілю через рудний горизонт Q5 Гуртинського рудопрояву: 1 — $\delta^{13}\text{C}_{ker}$; 2 — концентрація Cu

сульфїди Cu в цілому характеризуються ізотопно важчою S, у порівнянні з глобулярним пїритом [22]. Такий же ефект описано і для стратиформних родовищ Cu Нїмеччини у сланці купфершїфер [24]. Підток ендогенних флюїдів у цих родовищах підтверджується наявністю арсенїдної мїнералїзації у складї жильних руд.

Визначення ізотопного складу керогену показали значення $\delta^{13}\text{C}$ від $-19,99$ до $-29,41$ ‰ (27 проб). У праці [5] виявлено різку контрастність між ізотопним складом вуглецю керогену з рудних та безрудних ділянок: значення понад -22 ‰ вїдповїдають рудовмісним породам з підвищеною концентрацією S та Cu, а нижчі — властиві безрудним зонам. Такий ефект дає підставу твердити, що впродовж рудоутворення відбувалось додаткове дозрівання органічної речовини, яке полягало у виносї з системи ізоотпу ^{12}C у складї легших за молекулярною вагою органічних сполук [5].

На рис. 5 показано варїації вмісту Cu та значень $\delta^{13}\text{C}$ керогену вздовж профілю св. 3-5 через горизонт Q5. Тут рудна мїнералїзація представлена ділянкою гїпергенного збагачення горизонту на Cu попереду фронту почервонїння горизонту. У верхній почервонїлій ділянцї органічна речовина характеризується коливаннями $\delta^{13}\text{C}$ від $-21,00$ до $-22,37$ ‰. У зонї переходу до зруденїлого інтервалу, де інтенсивно розвинута мїнералїзація ковелїну, безпосередньо під нею, значення $\delta^{13}\text{C}$ найвище — $-19,99$ ‰. У межах найбільш зруденїлої ділянки, де спостерїгаються прошарки масового розвитку халькозину-2, $\delta^{13}\text{C}$ органічної речо-

вини знижується до $-21,00$ ‰. Униз за профілем зі зниженням концентрації міді, обумовленим розрідженням халькозинової вкрапленості, $\delta^{13}\text{C}$ поступово знижується до $-21,68$ ‰ на глибині ~ 37 м. Глибше, в межах безрудних почервонілих і сірих без- і малорудних ділянок, $\delta^{13}\text{C}$ керогену варіює від $-26,31$ до $-23,32$. Описані закономірності чітко засвідчують інтенсифікацію дозрівання органічної речовини в залежності від окиснення рудного інтервалу, яке визначалось надходженням метеорних вод з поверхні. Локальні зниження значення $\delta^{13}\text{C}$ керогену у почервонілій надрудній зоні горизонту Q5 цілком пояснюються низькою концентрацією сірки у верхній частині рудного тіла, що зумовлювало локально низькі концентрації сульфат-іона, який є каталізатором низькотемпературного крекінгу органічної речовини.

$\delta^{13}\text{C}$ карбонатного цементу сіроколірних проверстків змінюється від $-7,87$ до $-11,7$ ‰ (дев'ять проб). Ці значення є істотно меншими за величини, які визначені для морських вапняків у складі сіроколірних горизонтів ($\delta^{13}\text{C}$ вапняку горизонту Q12 становить $1,48$ ‰, що загалом типово для пізньодіагенетичних карбонатних порід пермського періоду ($\delta^{13}\text{C} = -2 - 2$ ‰ [20])). Таке збагачення карбонатів на ізотоп ^{12}C може бути інтерпретоване як участь у кристалізації карбонатів CO_2 , виділеного в результаті розкладу органічної речовини, або як привнос вуглекислоти ендогенного походження.

Заміряні величини $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатного цементу у тих же пробах характеризуються варіаціями від $17,29$ до $23,48$ ‰ (15 проб), що нижче у порівнянні з визначеним для карбонатного прошарку горизонту Q12 ($\delta^{18}\text{O} = 24,78$ ‰ за типових значень $\delta^{18}\text{O}$ у пізньодіагенетичних пермських карбонатах від $19,5$ до $21,5$ ‰ [20])). Між $\delta^{13}\text{C}$ керогену та $\delta^{18}\text{O}$ карбонатів спостерігається тенденція до зворотної залежності, яка засвідчує розклад органічної речовини за привносу легшого ізотопу ^{16}O . Так, пробам зі св. 3-8 (гл. 56,7—57,6 м) та 3-11 (гл. 361 м), які характеризуються найнижчими значеннями $\delta^{13}\text{C}$ керогену ($-29,41$ і $-28,94$ ‰) відповідають найвищі значення $\delta^{18}\text{O}$ карбонатів ($22,12$ і $23,48$ ‰). Ці проби безрудні. Викладена характеристика ізотопного складу O і C у цих пробах інтерпретується як результат ізолюваності порід від рудоутворювальних процесів.

На жаль, отримати дані щодо температури перекристалізації карбонатів, яка вела до ізотопного фракціонування, було неможливо. Так, за температури 100 °C $\delta^{18}\text{O}$ води, врівноваженої з кальцитом за найнижчої з виміряних $\delta^{18}\text{O}$ — $17,29$ ‰, становить $0,60$, а за температури 120 °C — $2,56$ ‰ (перерахунки зроблені відповідно до результатів експериментів з ізотопного фракціонування у системі кальцит — вода [21]). За перерахунок на доломіт, який, як і кальцит, є головним мінералом цементу сіроколірних пісковиків картамишської світи, кількість якого зростає за процесів рудоутворення під час зниження вмісту кальциту, ці ж величини за відповідних значень температури становлять $-1,20$ та $1,07$ ‰ (перераховано згідно з даними праці [16]). За вищих значень $\delta^{18}\text{O}$ карбонатів розрахункова $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, відповідно, вища. За нижчих значень температури розрахункові значення $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ менші за 0 , що характерно для метеорних вод. Враховуючи те, що у зруденілих проверстках $\delta^{18}\text{O}$ має тенденцію до зниження у порівнянні з безрудними, такі величини засвідчують, що за процесів зруденіння у перекристалізації карбонатного цементу брали участь метеорні води, які характеризувалися ізотопними співвідношеннями кисню, близькими до океанічного стандарту і нижче. У безрудних проверстках перекристалізація карбонатів, вірогідно, не відбувалася.

Висновки. Згідно з виконаним комплексом мінералогічних досліджень, встановлено досі невідомі мінерали міді у Північно-Західному Донбасі: аніліт ($\text{Cu}_{1,75}\text{S}$), спіонкопіт ($\text{Cu}_{1,39}\text{S}$) та яровіт ($\text{Cu}_{1,125}\text{S}$).

Мінеральний склад рудних тіл представлений продуктами послідовно утворених парагенетичних асоціацій: глобулярного піриту, сфалерит-галеніт-халькозинової, борніт-дігеніт-халькопирової, ковелін-дігеніт-халькозин-джарлеїт-марказитової і малахіт-азурит-лімонітової. Рудні концентрації Cu визначає здебільшого мінералізація халькозину, а локально також — борніту і джарлеїту.

У рудних тілах виявлено такі закономірності розподілу рудних мінералів: 1 — поклади стратиформного зруденіння здебільшого характеризуються вертикальною рудно-мінеральною зональністю, зумовленою накопиченням халькозинових-1 руд у нижніх частинах рудних тіл, а борнітової-2 і халькопирової-2 бідних мінералізацій — у верхніх, з формуван-

ням мінералів у послідовності халькозин — борніт — халькопірит; 2 — на фронті гіпергенного окиснення по падінню рудних тіл від денної поверхні мінерали формуються у послідовності: малахіт + азурит + гетит — ковелін — дігеніт-2 — халькозин-2, в ідеалі утворюючи відповідну рудно-мінеральну зональність; 3 — у значній кількості мінералізація галеніту і сфалериту локалізується лише у місцях присутності прошарків вапняків у складі рудонесних сіроколірних проверстків та підвищеної карбонатності останніх.

Згідно з дослідженнями ізотопних співвідношень S, доказано біогенну природу найбільш раннього рудного мінералу — глобулярного піриту. $\delta^{34}\text{S}$ халькозину є вищою, порівняно з $\delta^{34}\text{S}$ глобулярного піриту, що може засвідчувати додаткове (вірогідно, глибинне) джерело рудоутворювальних розчинів.

Згідно з дослідженнями ізотопного складу C і O карбонатів встановлено, що впродовж процесів рудоутворення перекристалізація карбонатного цементу сіроколірних проверстків відбувалась за участі метеорних вод, які характеризувалися ізотопними співвідношеннями

по кисню, близькими до океанічного стандарту і нижче. Вони збагачували карбонати на легкий ізотоп ^{16}O і спричиняли розклад органічної речовини з її збіднінням на легший ізотоп ^{12}C . У безрудних же проверстках перекристалізація карбонатів, вірогідно, не відбувалась. Ділянки гіпергенного збагачення рудних горизонтів, що викликалось інгресією окиснювальних метеорних вод в сіроколірні горизонти, також характеризуються високими значеннями $\delta^{13}\text{C}$, а отже підвищеним рангом дозрілості органічної речовини.

Таким чином, необхідно констатувати пошукові критерії зруденіння у сіроколірних проверстках картамишської світи. 1. Наявність халькопіритової чи борнітової мінералізації може засвідчувати залягання багатих халькозинових руд на глибині. 2. Виявлення проверстків вапняків у складі сіроколірних горизонтів та їх підвищена карбонатність є критерієм комплексного Cu-Pb-Zn зруденіння, а низька карбонатність — тільки мідного. 3. Підвищений рівень дозрілості органічної речовини в сіроколірних проверстках засвідчує наявність мідного зруденіння.

1. Беспалов И.М., Федоровская Л.И. О литологии меденосных нижнепермских отложений Донбасса // Вопросы геологии и минералогии. — 1967. — Вып. 2. — С. 222—235.
2. Беспалов И.М., Федоровская Л.И. Зональность сульфидной минерализации в нижнепермских пестроцветах Донбасса // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1968. — 22, № 4. — С. 421—424.
3. Грабянская Н.Н., Грабянский В.В., Левенштейн М.М. и др. Терригенно-красноцветная формация нижней перми Донецкого бассейна // Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины / Отв. ред. Л.Г. Ткачук. — Киев: Наук. думка, 1974. — С. 85—94.
4. Емец А.В., Жикаляк Н.В., Решетарский П.Ф. Рудопроявления меди Бахмутской котловины (Северо-Западный Донбасс): новые данные по минералогии и генезису // Сб. науч. работ УкрГГРИ. — 2004. — № 1. — С. 89—97.
5. Емец О.В., Пютман В., Жикаляк М.В. Геохимия органической речовини у міденосних проверстках Бахмутського трогоу (Північно-Західний Донбас) // Мінерал. журн. — 2008. — 30, № 1. — С. 66—79.
6. Косяк Е.А., Левин В.Л. Электронномикроскопическое изучение фазовых переходов в минералах системы Cu—S // Физико-химические и экспериментальные исследования рудных процессов на месторождениях Казахстана. — Астана: Наука, 1984. — С. 259—265.
7. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 1. — Киев: Наук. думка, 1975. — 254 с.
8. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 2. — Киев: Наук. думка, 1975. — 503 с.
9. Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. — М.: Наука, 1988. — 182 с.
10. Лурье А.М., Краснопецева Г.Н. Меденосность нижнепермских отложений Донбасса. — М.: Наука, 1969. — 116 с.
11. Нестеренко Л.П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 7. — С. 33—48.
12. Сатпаева М.К., Дара А.Д. Джарлеит из руд Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — 1975. — № 4. — С. 10—14.
13. Танатар И.И. Геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Нагольного кряжа // Пробл. сов. геологии. — 1934. — № 4. — С. 61—78.
14. Федоровская Л.И., Беспалов И.М. Вторичные преобразования в медистых песчаниках Донбасса // Литология и полез. ископаемые. — 1968. — № 5. — С. 43—51.
15. Шуმიлов И.Х., Шубин Ю.П., Каблис Г.Н. Сульфиды меди, слагающие псевдоморфозы по флоре в пермских отложениях восточной оконечности Бахмутской котловины Донбасса // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 4. — С. 38—46.

16. *Bottcher M.E.* $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation during synthesis of $\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$ and $\text{PbMg}(\text{CO}_3)_2$ // Abstr. of the 16th IMA Meet. — Pisa (Italy), 1994. — P. 53.
17. *Brown A.C.* Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon Country, Michigan // *Econ. Geol.* — 1971. — **66** (4). — P. 543—573.
18. *Canfield D.E., Thamdrup B.* The Production of ^{34}S -depleted sulfide during bacterial disproportionation of elemental sulfur // *Science.* — 1994. — **266**. — P. 1973—1975.
19. *Davidson C.F.* A possible mode of origin of strata-bound copper ores // *Econ. Geol.* — 1965. — **60**. — P. 942—954.
20. *Degens E.T., Epstein S.* Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1964. — **28**. — P. 23—44.
21. *Golyshev S.I., Padalko N.L., Pechenkin S.A.* Fractionation of stable isotopes in carbonate systems // *Geochem. Int.* — 1981. — **10**. — P. 85—99.
22. *Jowett E., Arbor A., Rye R.O., Oszczepalski S.* Isotopic evidence for the addition of sulfur during formation of the Kupferschiefer ore deposits in Poland // *Zbl. Geol. un. Paläontol. Teil I.* — 1991. — **4**. — P. 1001—1015.
23. *Jowett C.E., Rydzewski A., Jowett R.J.* The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of a new genetic model // *Can. J. Earth Sci.* — 1987. — **24**. — P. 2016—2037.
24. *Marowsky G.* Schwefel-, Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1969. — **22**. — P. 290—334.
25. *Murowchick J.B., Barnes H.L.* Marcasite precipitation from hydrothermal solutions // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1986. — **50**. — P. 2615—2629.
26. *Potter R.W.* An electrochemical investigation of the system copper-sulfur // *Econ. Geol.* — 1977. — **72**. — P. 524—542.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 31.07.2008

РЕЗЮМЕ. Исследованы минеральный состав, распределение рудных минералов, изотопный состав углерода керогена, серы сульфидов, углерода и кислорода карбонатного цемента меднорудных сероцветных горизонтов красноцветной толщи картамышской свиты нижней перми в Северо-Западном Донбассе.

SUMMARY. The paper presents the results on investigations of mineral compositions, ore mineral distributions, isotopic ratios of kerogen carbon, sulphur of sulphides and carbon and oxygen of carbonate cements of the Cu-ore-bearing grey-coloured horizons of the Kartamysh Suite red beds of the Lower Permian in the North-Western Donbas.