

УДК 553.431:552.323.5:551.72(447.81+82)

**ГІДРОТЕРМАЛЬНА МІНЕРАЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ
ТА МЕТАМОРФІЗМ У МІДЕНОСНИХ ТРАПАХ НИЖНЬОГО ВЕНДУ
ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ПЛИТИ**

В. Мельничук

*Рівненська геологічна експедиція
33018, м. Рівне, вул. Курчатова, 11
Тел./факс (036-2) 23-82-09*

Виявлено зональний просторовий розподіл асоціацій гідротермальних мінералів у траповій формації нижнього венду Волино-Подільської плити. Виділено карбонатну, цеолітову і пренітову концентричні зони, послідовну зміну яких можна простежити від країв до центра трапової провінції. Ці зони частково контролюють розподіл самородного і сульфідного типів мідної мінералізації в трапах регіону і по-різному перспективні на мідь. У цеолітовій зоні умови локалізації самородної міді визначає вертикальна симетрична мінералогічна зональність у базальтових потоках.

За типоморфними мінеральними асоціаціями, ступенем і масштабами перекристалізації порід, а також температурними параметрами мінералоутворення зональні гідротермально-метасоматичні зміни трапів Волино-Поділля відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітової фаціям метаморфізму. Висловлено припущення, що походження вони завдячують мінералізованим підземним водам горбашівського водоносного горизонту, які, ймовірно, були підігріті знизу численними силами габро-долеритів, інтродукованими наприкінці раннього венду поблизу його підшови в центрі Волино-Поліського прогину.

Ключові слова: мідна мінералізація, трапи, гідротермальні мінерали, мінералогічна зональність, фації метаморфізму, венд, Волино-Поділля.

Вивчення гідротермальної мінералізації у верхньовендських трапах Волино-Поділля, започатковане польськими геологами ще в 30-х роках ХХ ст., актуальне і в наші дні з огляду на виявлення серед них численних проявів самородної міді. Внаслідок багаторічних досліджень у північно-західних районах України виділено Волинський міднорудний район площею 10 тис. км², що охоплює Гірницький, Камінь-Каширський, Рафалівський і Шепетівський рудні вузли. У цих вузлах ідентифіковано первинні та вторинні мінерали, визначено їхній склад, умови та послідовність утворення, виділено типоморфні мінеральні асоціації, на окремих ділянках виявлено локальну мінералогічну зональність і запропоновано генетичні моделі мідеутворення [1–3, 12, 18]. Однак природа самородномідної мінералізації в трапах Волино-Поділля за цими моделями не має однозначного трактування. Одні дослідники [2, 3, 12] трактують розсіяно-вкраплену самородну мідь у базальтах як продукт магматичного (“гістеромагматичного”) процесу, інші [1] доводять її ексгальційне походження, зумовлене функціонуванням вулканотектонічних структур центрального типу.

З огляду на активізацію в регіоні розшуку міді сьогодні виникла потреба в уза-

гальненні накопичених мінералогічних даних, поясненні з певних концептуальних позицій закономірностей просторового розподілу типоморфних мінеральних асоціацій та визначенні за мінералогічними критеріями умов локалізації міді. З цією метою доцільною стала розробка регіональної схеми гідротермальної мінералізації трапових комплексів та створення такої її геолого-генетичної моделі, яка враховувала б якомога більше фактологічних даних.

Загальні риси геологічної будови трапів. Трапові комплекси нижнього венду, відомі в літературі як волинська серія, складають нижній структурний ярус чохла Волино-Подільської плити і поширені також у Брестській і Турській западинах на загальній площі понад 200 тис. км² (див. рисунок).

Разом із верхньовендськими та нижньопалеозойськими верствами вони порушені численними герцинськими розломами на блоки, у межах яких мають переважно субгоризонтальне залягання або моноклінально нахилені під кутом до 5°, іноді до 30°. Подекуди нашарування плитного чохла, у тім числі трапові, вигнуті в пологі брахіскладки: плоскодонні мульди, вало- і куполоподібні підняття різного розміру. Крім того, трапи Волині порушені зонами тріщинуватості й катаклазу, які утворились, а потім заповнились гідротермальною мінералізацією ще до пізнього венду.

У сучасній структурі Волино-Подільської плити нижньовендські трапові комплекси найповніше представлені у Волино-Поліському прогині на Волині та в суміжних областях Білорусі й Польщі, де розвинуті разом їхні ефузивна, інтрузивна, пірокластична та осадова фації. На домезозойську поверхню вони широко виходять у Прип'ятському валі, в Оваднівському піднятті та у східному крилі Поліської сідловини, де розбурені сотнями свердловин. Звідси вони поступово занурюються на південний захід на глибину понад 4 110 м (свердловина Перемишляни), тому недостатні для вивчення. За нині чинною стратиграфічною схемою в розрізі волинської серії тут виділяють чотири світи (знизу вгору за розрізом): 1) горбашівська гравеліто-пісковикова з домішками пірокластики (15–60 м); 2) заболотівська базальтова з прошарками туфів (0–345 м); 3) бабинська туфова з окремими потоками базальтів (90–235 м); 4) ратненська базальтова зі шлейфами лавокластичних брекчій, горизонтами туфів, туфітів і туфоконгломератів (50–195 м). Ці ефузивно-пірокластичні верстви центральної частини Волино-Поліського палеопрогину становлять латеральний фаціальний ряд з туфогенно-осадовими (туфітовими) та нормально осадовими (глинисто-піщаними) верствами (пригоринська, слуцька, грушкінська світи), які розвинуті на західному схилі й на Подільському виступі Українського щита, а також на східному крилі Поліської сідловини у Турському прогині.

Під волинською серією в межах поля розвитку її ефузивних та пірокластичних фацій залягають численні сили габро-долеритів, які більшість дослідників зачисляє до субвулканічної фації пізньовендських трапів. Вони локалізовані в розрізі неопротерозою головно серед рифейських відкладів поліської серії і досить зрідка – серед порід волинської серії (свердловини Берестечко, Бережці, К-19). По латералі габро-долерити тяжіють до зони поширення численних базальтових покривів у верхах волинської серії і близькі до них за хімічним складом. Разом вони характеризують цю зону як центр магматичної активності на завершальних фазах еволюції трапів [9].

Будь-які інші прояви інтрузивного магматизму в чохлі Волино-Подільської плити не зафіксовані.

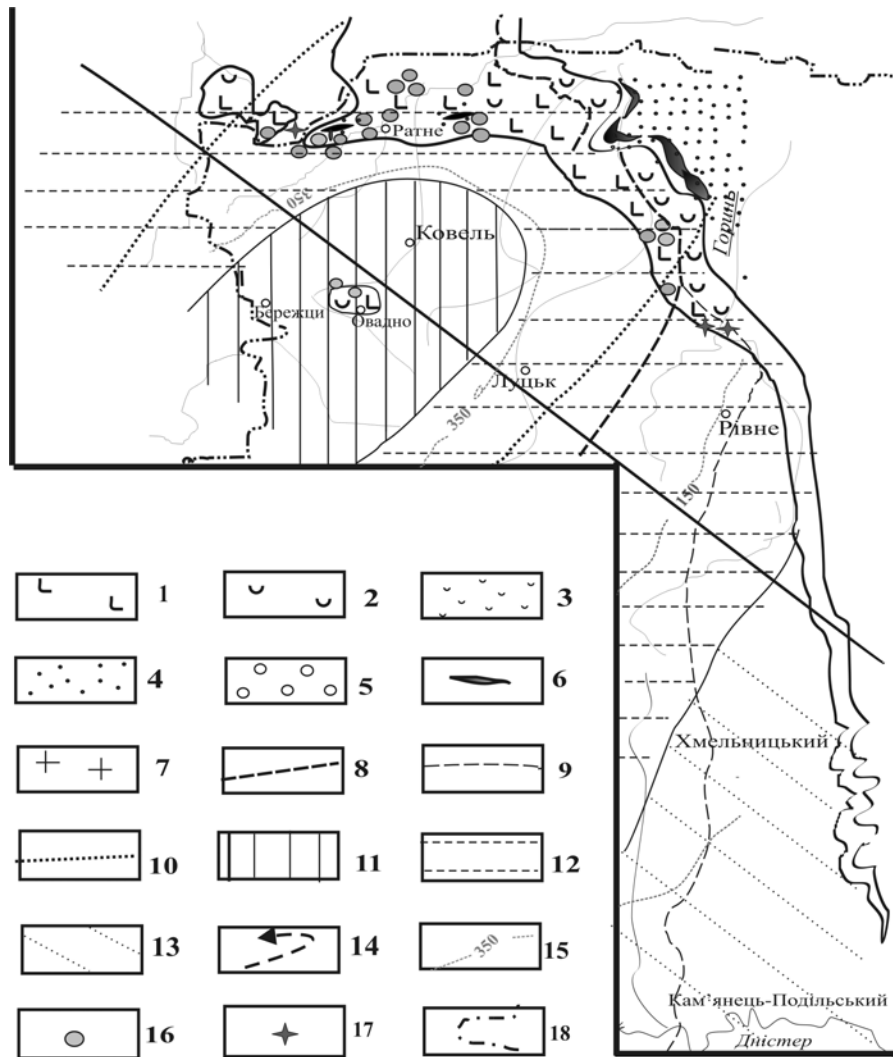


Рис. 1. Схема зональної гідротермальної мінералізації трапових комплексів Волино-Поділля та позиція проявів міді:

1–3 – виходи порід волинської серії нижнього венду на домезозойську поверхню: 1 – переважно базальтів і лавокластичних брекчій; 2 – туфів; 3 – туфітів; 4 – виходи рифейських відкладів поліської серії; 5 – горбашівський водоносний горизонт; 6 – виходи габро-долеритів; 7 – фундамент Українського щита; 8–10 – контури поширення трапових комплексів: 8 – численних базальтових покривів; 9 – окремих базальтових потоків; 10 – силів габро-долеритів; 11–13 – зони гідротермальної мінералізації: 11 – карбонатна; 12 – цеолітова; 13 – пренітова; 14 – напрям руху гідротерм; 15 – ізолінії потужностей волинської серії; 16 – прояви самородної міді; 17 – прояви сульфідів міді; 18 – кордон України.

Продукти гідротермально-метасоматичної мінералізації, у тому числі мідної, в чохлах Волино-Подільської плити характерні для волинської серії і дуже зрідка фіксовані в суміжних літостратиграфічних підрозділах. Вони з розмивом перекриті неметаморфізованими вулканоміковими теригенними породами могилів-подільської серії верхнього венду, серед яких містяться в гальках. В основі волинської серії ці утворення обмежені неметаморфізованими теригенними відкладами горбашівської світи, яка наразі слугує головним водоносним горизонтом Волино-Подільського артезіанського басейну.

Рифейські теригенні червоноколірні відклади поліської серії, які залягають під горбашівськими, змінені, як не дивно, куди слабше, ніж верхньовендські трапові утворення волинської серії. Вони повсюди мають глинистий, гідрослюди́стий і каоліновий цемент, не містять прожилків, а вторинні зміни в них – це лише плямисте освітлення шарів та часткова регенерація окремих зерен кварцу й польового шпату. Ендотактовий вплив на них силів габро-долеритів виявився у вузьких (до 1–2 м) зонах загартування, в яких породи набули кварцитоподібного вигляду.

Гідротермальна мінералогічна зональність. Унаслідок петрографо-мінералогічних досліджень керн численних свердловин, які розкрили трапи в різних ділянках Волино-Подільської плити, та аналізу літературних і фондових матеріалів ми виявили зональний просторовий розподіл асоціацій гідротермальних мінералів у траповій формації нижнього венду. Зокрема, виділено карбонатну, цеолітову і пренітову концентричні зони (див. рисунок і таблицю), зміни яких простежуються в регіональному плані від країв до центра трапової провінції по латералі й вертикалі. На нашу думку, ці зони частково контролюють загальний розподіл самородного і сульфідного типів мідної мінералізації в трапах регіону. Відтак, вони можуть мати і різні перспективи на мідь.

Виявлено також, що в межах цих зон діють локальніші мінералогічні чинники, які впливають на перерозподіл і концентрацію міді. Одним із таких чинників є досліджена нами [9, 13] вертикальна симетрична мінералогічна зональність у численних базальтових потоках, іншим – латеральна мінералогічна зональність, виявлена К.І. Деревською та ін. [2] в Рафалівському і нами в Камінь-Каширському та Гірницькому рудних вузлах.

Карбонатна зона. У сучасній структурі ця зона поширена в східному крилі Поліської сідловини та на західному схилі Українського щита. Розрізи волинської серії в цих районах складені діагенетично зміненими осадовими та вулканогенно-осадовими відкладами з підпорядкованою часткою туфогенного матеріалу й туфами основного складу з домішками таких алотигенних мінералів, як кварц, польовий шпат, слюди. Цемент у них зазвичай глинистий, гідрослюди́стий, карбонатний та каоліновий у суміші з пелітово-алевритовою фракцією, попелом та гідроксидами заліза.

Продукти гідротермальної мінералізації серед цих відкладів загалом трапляються порівняно зрідка. Вони утворюють прожилки, іноді гнізда та містяться в складі цементу.

Типоморфні гідротермальні мінерали – карбонати, зокрема кальцит, які асоціюють головню з кварцом, халцедоном, хлоритом та іншими рідкісними мінералами. З цими продуктами гідротермальної мінералізації у східному крилі Поліської сідловини та на західному схилі щита пов'язане сульфідно-мідне зруденіння.

Розподіл типоморфних асоціацій гідротермальних мінералів у трапах Волино-Подільської плити по мінералогічних зонах

Зони мінералізації	Структурні елементи Волино-Подільської плити	Типоморфні асоціації гідротермальних мінералів*
Карбонатна	Турський прогин	Кальцит + кварц + хлорит ± сульфід міді
	Західний схил Українського щита	Кальцит + кварц + хлорит (± барит ± анальцим) ± сульфід міді
Верхня цеолітова	Прип'ятський вал та західне крило Поліської сідловини	1 – хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт + халцедон ± самородна мідь; 2 – хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт ± гейландит
Нижня цеолітова		1 – хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт + халцедон ± самородна мідь; 2 – хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт ± гейландит; 3 – хлорит-сметитові агрегати + ломонтит + сколецит + томсоніт + натроліт; 4 – хлорит + кальцит + стильбіт + анальцим + натроліт; 5 – хлорит + стильбіт + анальцим (± вайракіт ± кальцит) ± кварц ± самородна мідь
Пренітова	Волино-Поліський прогин у районі с. Бережці	1 – боулінгіт + хлорит + анальцим ± преніт ± томсоніт ± птилоліт; 4 – хлорит-сметитові агрегати + преніт + альбіт + анальцим ± кальцит
	Оваднівське підняття	1 – хлорит-сметитові агрегати + цеоліти + халцедон ± самородна мідь; 4 – хлорит ± цеоліти ± кальцит ± самородна мідь ± сульфід міді

*Послідовність номерів мінеральних асоціацій відповідає їхньому положенню щодо центральних частин базальтових потоків. До складу асоціацій 1–3 можуть належати гізінгерит, палагоніт і яшмоїди як епігенетичні мінерали більш ранньої догідротермальної стадії мінералоутворення. Черговість написання мінералів у рядах асоціацій частково відображає просторово-часову послідовність їхнього формування.

На східному крилі Поліської сідловини, у Турському прогині, продукти гідротермальної мінералізації порід, за даними А.Я. Зігермана [5], локалізовані в туфогенній пачці середньої частини розрізу волинської серії. На ділянці південніше м. Столин, розбуреній 23 свердловинами, як засвідчили підрахунки, 83 % гідротермальних змін припадає на кварцово-карбонатні (кальцитові) прожилки і хлоритизацію по тріщинах. До них у 92 % випадків приурочена і мідно-сульфідна мінералізація у вигляді крапель, примазок і кірок халькопїриту й халькозину. В прожилках, крім зазначених мінералів, трапляються халцедон і рідкісні примазки цеолітів. Хлоритизація в зальбандах прожилків і тріщин проникає в туфогенні породи лише на глибину 3–4 мм. В основній же масі порід макроскопічно, а також петрографічним, мінералогічним і мінераграфічним аналізами мідно-сульфідну мінералізацію, як і гідротермальні зміни, не зафіксовано.

На західному схилі Українського щита, у межах Подільського виступу, гідротермальні мінералізація і зміни туфогенних порід волинської серії в цілому близькі до тих, що поширені в Турському прогині, хоч і є дещо глибшими. Мінералогічні й петрографічні дослідження керн свердловин на Шепетівсько-Хмельницькій площі, виконані В. Шумлянським, К. Деревською, В. Рожковим та ін. (1988), засвідчили, що гідротермальні зміни і прожилки тут приурочені переважно до туфогенних порід в основі розрізу волинської серії, а також до зон розломів, зокрема, Тетерівського та Репкінського [17]. У зонах гідротермальних змін вітро- і літокластична складова туфів, туфітів, туфопісковиків, туфоаргілітів майже повністю розкладена й заміщена глинистими мінералами, хлоритом та гідроксидами заліза. У цих породах розрізняють два типи цементу. Перший – тонкозернистий (імовірно, діагенетичний), складений монтморилонітом, гідрослюдами, хлоритом, гідроксидами заліза. Другий – перекристалізований, пойкилітовий (очевидно, гідротермальний), представлений кальцитом, сидеритом, баритом, анальцимом. Гідротермальний цемент реакційний, кородує теригенний і заміщує монтморилоніт-гідрослюдистий матеріал.

З гідротермальних процесів на Шепетівсько-Хмельницькій площі найпоширеніша карбонатизація [16, 17]. Кальцит зафіксовано не лише в цементі, а й у прожилках, де він асоціює з кварцом, рідше баритом, анальцимом, піритом і халькозином. Біля зон розломів халькозин часто вкраплений у туфи, а також трапляється разом із кальцитом і баритом у центральних частинах кварцових прожилків. Менше характерна для змін порід волинської серії на цій ділянці баритизація, виявлена в цементі й у прожилках верхньої частини розрізу. Рідкісні мономінеральні прожилки утворює стильбіт. З мідних мінералів, крім халькозину, в породах є халькопірит, по якому розвиваються борніт і ковелін, відомі знахідки окремих зерен самородної міді й золота.

Температура гомогенізації газопо-рідинних включень у прожилковому кальциті (Шепетівсько-Хмельницька площа) коливається від 78 до 227°C, у бариті – від 157 до 214°C [16, 17]. Для кальциту визначено такі ізотопні характеристики: $\delta^{13}\text{C}$ – від +1,0 до -20,4 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ – від 3,6 до 16,9 ‰ [16].

Цеолітову зону характеризує регіональне поширення гідротермальних і метасоматичних змін порід, насамперед – цеолітизації. Загалом вона приурочена до ділянки максимального поширення ефузивних і пірокластичних фацій волинської серії, представлених породами заболотівської, бабинської, ратненської, частково слуцької світ. Мінералогічно зона найліпше вивчена в Прип'ятському валі та західному крилі Поліської сідловини, де серед гідротермально і метасоматично змінених трапів бурінням під час геологічних знімачів і розшуків виявлено найчисленніші стратиформні рудопрояви самородної міді (див. рисунок). Дослідження складу мінеральних агрегатів рентгеноструктурним аналізом дало змогу виділити в цій зоні такі гідротермальні утворення, як цеоліти (стильбіт, натроліт, анальцим, вайракіт, ломонтит, томсоніт, сколецит, гейландит, фожазит, кальцієвий та натрієвий різновиди морденіту) [2, 13] та хлорит-сметитові агрегати (монтморилоніт, сапоніт, нонтроніт, кальцієвий залізистий і магнезіальний хлорити, вермикуліт) [4]. Оптичними методами і рентгеноспектральним аналізом визначено також кварц, халцедон, кварцин, кальцит, гізінгерит, а серед рудних мінералів – самородні мідь, залізо, срібло, золото, а також халькозин, халькопірит, куприт, пірит, гематит і гідрогематит [4, 6, 13].

У найповніших розрізах волинської серії цеолітову зону впевнено можна розділити на верхню і нижню частини. Межа між ними на значній території проходить по горизонту туфитів у середині ратненської світи, однак подекуди піднімається чи опускається відносно нього.

Для верхньої цеолітової зони характерні такі особливості: а) поширення таких добре гідратованих цеолітів, як морденіт, стильбіт, томсоніт, в асоціації з халцедоном; б) значне поширення хлорит-сметитових агрегатів та яшмоїдів; в) порівняно слабкі гідротермально-метасоматичні зміни порід і наявність у них значної кількості немінералізованих пор.

Нижній цеолітовій зоні, яка охоплює більшу частину розрізу волинської серії, властиві: а) значне поширення анальциму та наявність інших слабо гідратованих цеолітів – вайракіту, натроліту, ломонтиту, томсоніту, сколециту, подекуди в асоціації з кварцом і кальцитом; б) інтенсивні гідротермально-метасоматичні зміни і перекристалізація порід.

Мінерали, характерні для верхньої цеолітової зони, у нижній трапляються як реліктові, а пори в породах повністю мінералізовані. Температури гомогенізації газиво-рідинних включень, визначені К.І. Деревською та ін. [2] у кварці та інших мінералах нижньої цеолітової зони в Рафалівському вузлі, коливаються від 100 до 335°C. Ізотопний склад кисню мінералізувальних розчинів ($\delta^{18}\text{O}$ – від 6,05 до 8,25 ‰) такий же, як для “магматичної” води [3].

Найінтенсивніші гідротермально-метасоматичні зміни та мінералізація порід у цеолітовій зоні простежуються у початково пористих і, відповідно, добре проникних для гідротерм псамітових і псефітових туфах, лавокластичних брекчіях та мигдалекам’яних базальтах у периферії, а найслабші – серед масивних афанітових і фанеритових базальтів у центрі базальтових потоків.

У туфах літо- і вітрокластичний матеріал (уламки шлаків, різноманітних за структурою і складом базальтів та зміненого скла) різної розмірності, здебільшого, заміщений тонкокристалічними хлорит-сметитовими агрегатами, оксидами заліза й цеолітами, об’ємне співвідношення між якими зумовлює переважний сіро-зелений або сургучний колір порід. Збережені склуваті уламки трапляються зрідка, головню серед сіро-зелених, найменше змінених різновидів. Цемент у туфах базального і порового типів, найчастіше представлений анальцимом та іншими цеолітами, які, за підрахунками в шліфах, становлять подекуди до 40 % об’єму породи. Із цеолітів, крім анальциму, в цементі є стильбіт, томсоніт, натроліт, вайракіт. У складі цементу туфів місцями наявні халцедон і хлорит.

Для базальтових потоків і покривів цеолітової зони характерна вертикальна текстурно-структурна зональність, яку вже розглядали [7, 9, 15]. У їхньому розрізі від країв до центра простежуються: 1) лавокластичні брекчії з туфогенним, гідротермальним і лавовим цементом; 2) мигдалекам’яні базальти; 3) масивні афанітові базальти; 4) фанеритові базальти, потужності яких значно більші у верхній частині потоків, ніж у нижній. Цій неоднорідності підпорядкована інтенсивність гідротермальної мінералізації, а також вивчена нами вертикальна мінералогічна зональність [13], виявлена в розподілі як магматичних, так і гідротермальних мінералів. Магматичні порівняно свіжі плагіоклази, піроксени й титаномagnetит домінують у порівняно розкристалізованих середній і нижній частинах потоків, а змінений мезостазис – біля їхньої підшови та покрівлі. У змінених базальтах плагіоклази частково або повністю хлоритизовані, значно заміщені анальцимом, вермикулітом, халцедоном

або кварцом, оточені плівками гідроксидів заліза, проміжки між ними заповнені анальцимом, голками цеолітів, опалом, мінералами групи монтморилоніту–вермикуліту. Буре вулканічне скло в мезостазисі базальтів достатньо рідкісне. Воно повсюди гідратоване і заміщене головно палагонітом, хлорит-сметитовими агрегатами й гідроксидами заліза.

Численні мигдалини, гнізда та прожилки в базальтах виповнені епігенетичними мінералами. Найраніші мінеральні фази, ймовірно, мають колоїдне походження [14] – чорний гізінгерит, чорно-зелені палагоніти і строкаті яшмоїди найліпше збереглись у центрі потоків, а на краях по-різному заміщені гідротермальними мінералами – цеолітами й хлоритами, пігментованими гематитом.

Типоморфні асоціації гідротермальних мінералів (див. таблицю) загалом розподілені щодо центра потоків у такій (не завжди стійкій) послідовності:

1) хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт + халцедон ± самородна мідь – переважно в афанітових і фанеритових базальтах;

2) хлорит-сметитові агрегати + стильбіт + морденіт ± гейландит, хлорит-сметитові агрегати + ломонтит + сколецит + томсоніт + натроліт – переважно в мигдалекам'яних базальтах;

3) хлорит + кальцит + стильбіт + анальцим + натроліт (±вайракіт) – переважно в лавокластичних брекчіях і суміжних з ними мигдалекам'яних базальтах.

Співвідношення цеоліти/хлорит-сметитові агрегати зростає від центра до країв потоків. У Рафалівському рудному вузлі до продуктів гідротермальної мінералізації лавобрекчій місцями додаються кварц і самородна мідь, які, ймовірно, характеризують досліджені К.І. Деревською та ін. [2] специфічні, пов'язані з розломами умови зонального гідротермального мінералоутворення у районі.

Мідна мінералізація в трапах Волині розвинута переважно в самородній формі й репрезентована кількома морфологічними типами [8]. У розрізі волинської серії вона виявлена на різних стратиграфічних рівнях і за значних концентрацій утворює декілька стратиформних рудних горизонтів (знизу догори): 1А – у заболотівській світі; 2Б, 2В, 2Б – у бабинській світі; 3А, 3Б – у ратненській світі. П'ять із них є в межах нижньої цеолітової зони, і лише 3Б – у верхній.

Найпоширеніша розсіяно-вкраплена самородна мідь локалізована зазвичай серед фанеритових базальтів у фронтальній, халцедоновій частині вертикальної колонки описаних вище гідротермально-метасоматичних змін зональних лавових потоків. Зерна міді розміром до 1 мм тут найчастіше містяться в палагонітизованому та хлоритизованому мезостазисі базальтів. Нерідко вони тяжіють і до дрібних мигдалин, виповнених чорним хлорит-сметитовим агрегатом, що місцями заміщений халцедоном і цеолітами. Мідь наростає на магматичні мінерали, часто має з ними корозійні межі, розвивається в них за спайністю та в мікротріщинах.

Розсіяно-вкраплена самородна мідь локалізована також серед слабо змінених базальтових туфів специфічного зеленого кольору (горизонт 2А). У них мідь міститься переважно в цементувальній масі та мигдалинах окремих вітро- і літокласичних уламків в асоціації з хлоритом, халцедоном, цеолітами.

Рясні вкраплення міді трапляються й у плямах освітлення, які утворилися внаслідок відновлення окисного заліза під час гідротермальних змін червоноколірних туфоалеволітів і туфопісковиків у горбашівській та ратненській світах.

У прожилках самородна мідь поширена у зв'язку з кварц-халцедоною, цеолітовою та хлорит-сметитовою мінералізацією, де утворює вкраплення, неправильної форми виділення, примазки та плоскі дендритоподібні агрегати.

Серед лавокластичних брекчій самородна мідь розвинута в Рафалівському рудному полі [2, 7]. Вона асоціює з кварцом, халцедоном, хлоритом і анальцимом, разом з якими виповнює мигдалини в уламках базальтів, прожилки та гнізда, а також цементує уламки порід, утворюючи самородки різноманітної дендритоподібної форми розміром до 8–10 см.

Пренітову зону ми виділяємо в досить умовних просторових контурах у районі с. Бережці на Західному Бузі і в Оваднівському піднятті серед найглибших частин розрізу волинської серії. Індексовими для цієї зони є мінеральні асоціації за участю преніту й альбіту, які описані в численних шліфах під час петрографічного дослідження керн свердловини Бережці [15]. Вони трапляються в інтервалі 1065–1739 м серед туфів у нижній частині розрізу бабинської світи на контактах з силами габро-долеритів, а також у потужному розрізі заболотівської світи, складеному магnezіальними мигдалекам'яними, порфіровими та афіровими базальтами.

У червоно-бурих туфах уламки скла заміщені псевдоморфозами сапоніту й лімоніту, а уламки піроксену, плагіоклазу та базальтів – новоутвореннями преніту. Цемент у туфах представлений пренітом, альбітом та цеолітами. У складі цементу часто є також анальцим і сапоніти, а карбонат трапляється винятково зрідка.

Для базальтів характерна велика кількість псевдоморфоз боулінгіту по порфірових виділеннях олівіну, а також широкий розвиток палагоніту, хлориту й анальциму в інтерстиціях. Мигдалини базальтів виповнені анальцимом з мережками хлориту, томсонітом, птілолітом, іноді пренітом. К.І. Деревська зафіксувала [2], що преніт та епідот–цоїзит у Рафалівському вузлі іноді нарастають на кристали кварцу та кальциту [2].

Геолого-генетична модель гідротермальної мінералізації трапів і формування метаморфічної зональності. Як з'ясовано, породи волинської серії в центральній частині Волино-Поліського прогину зазнали широких метасоматичних перетворень і зональної гідротермальної мінералізації. Мінеральні новоутворення тут формують цемент кластогенних порід, виповнюють численні пори та тріщини, заміщують первинні мінерали й вітрофірові продукти в ефузивах. За типоморфніми мінеральними асоціаціями (див. таблицю), ступенем і масштабами перекристалізації порід, а також температурними параметрами мінералоутворення ці зміни відповідають цеолітовій і преніт-пумпелітовій фаціям метаморфізму. Вони добре вивчені в інших регіонах [11], у тім числі в міденосних рифейських трапах штату Мічиган [14, 19, 20]. Подібний метаморфізм відомий у сучасних геотермальних полях, наприклад, в області Уайракей на о. Північному Нової Зеландії, а також у районі Онікобе в північно-східній Японії [11], де свердловинами пробурили такі зони (зверху вниз): самородної сірки, сметитова, морденітова, ломонтитова (з анальцимом), вайракітова, альбітова.

Виняткова геологічна ситуація, за якої продукти зонального метаморфізму та самородномідної мінералізації простежуються в чохлі Волино-Подільської плити тільки в розрізі однієї волинської серії і не поширюються нижче, потребує концептуального пояснення.

Процес формування розглянутої метаморфічної зональності в трапах регіону можна коротко описати такою геолого-генетичною моделлю (див. рисунок). На-

прикінці раннього венду підземні води горбашівського водоносного горизонту, які й нині залягають в основі волинської серії, імовірно, були підігріті знизу численними силами габро-долеритів, інтродованими поблизу його подошви в центрі Волино-Поліського прогину. Оскільки ці води були напірними, то вони піднімалися і легко мігрували по шарах пористих туфів, лавокластичних брекчій та мигдалекам'яних базальтів переважно в латеральному напрямі, змінюючи породи та вилуговуючи з них хімічні компоненти, в тому числі й мідь. У процесі стабілізації гідротермальної системи з гарячих гідротермальних розчинів у пористих і тріщинуватих породах трапової формації утворювались нові мінерали в умовах цеолітової, а поблизу інтрузій – преніт-пумпелітової фації метаморфізму. Досягаючи екранувальних масивних базальтів внутрішніх частин потоків, гідротермальні рудоносні розчини формували міднорудні тіла. Найбільше поширена розсіяно-вкраплена самородна мідь у цьому випадку локалізувалась головню у фронтальній – халцедонової частині вертикальної колонки гідротермально-метасоматичних змін, переважно серед фанеритових палагонітових базальтів, які за структурно-текстурними особливостями і речовинним складом слугували для неї геохімічними бар'єрами і своєрідними колекторами.

У карбонатній зоні з дещо вистиглих гідротерм відклалися вже сульфідні міді, що можна пояснити наявністю в сіроколірних вулканогенно-осадових та осадових відкладах у складі бабинської, пригоринської, слущкої та грушкінської світ достатньої кількості сірки.

Отже, за нашими уявленнями, утворення самородної міді в трапах Волино-Поділля відбулося переважно *in situ*, а масоперенесення міді не виходило за межі трапової формації. Як свідчать тісні зв'язки вмісту міді з петрогенними хімічними та мінеральними компонентами міденосних порід, а також стратиформний характер рудних тіл, джерелом Cu в трапах були геохімічно спеціалізовані на мідь продукти трапового магматизму, в яких вона спочатку була, ймовірно, ізоморфною домішкою, оскільки наявна у магнетиті в кількості 0,03–0,14 % [18].

Питання стосовно міденосності трапів пренітової зони наразі не вирішене з огляду на слабку її вивченість в умовах глибокого залягання. З певною часткою умовності сюди можна зачислити лише окремі прояви самородномідної мінералізації в трапах Оваднівського підняття (свердловини 5359, 5465). Водночас трапи пренітової зони на Волині можуть бути найперспективнішими на мідь, бо саме в ділянці метаморфізму преніт-пумпелітової фації локалізовані відомі родовища самородної міді серед рифейських трапів штату Мічиган [14, 19].

1. *Авгитов А.К., Кириллов Г.И.* Перспективы Вольнского меденосного района в свете новых представлений о генезисе руд // Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів. Стан і перспективи: Матеріали наук.-техн. наради. К., 2002. С. 109–111.
2. *Деревська К.І., Безугла М.В., Радзивіл В.Я., Александров О.Л.* Температурний режим формування мідної мінералізації в трапах Волині // Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. К., 2002. С. 58–66.
3. *Деревская К., Шумлянский В., Галецкий Л.* и др. Геолого-генетическая модель рудообразующей системы и поисковые признаки самородномедного оруденения в трапах Волыни // Геолог України. 2003. № 3, 4. С. 75–81.

4. *Деревська К.І., Шумлянський Л.В., Август Ч., Безугла М.В.* Хлоритизація у проявах самородномідної мінералізації у породах трапової формації венду на Волині // *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. К., 2002. С. 123–129.*
5. *Зингерман А.Я.* Меденосность туфогенных образований берестовецкого горизонта волинской серии на юге БССР // *Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970. С. 42–44.*
6. *Лазаренко Є.К., Матковський О.І., Винар О.М.* та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів, 1960.
7. *Мельничук В.Г., Матеюк В.В., Косовський Я.О.* Ретроспективна модель формування міднорудних лавобрекчій в трапах Волино-Поділля (на прикладі лавобрекчій кар'єру "Іванчі") // *Україна та глобальні процеси: географічний вимір. Т. 2. К.; Луцьк, 2000. С. 124–127.*
8. *Мельничук В.Г., Косовський Я.О., Приходько В.Л., Матеюк В.В.* Типи самородномідної мінералізації в трапах Волині та оцінка їх перспективності // *Тр. Междунар. науч.-практ. конф. Симферополь, 2004. С. 42–47.*
9. *Матеюк В.В., Мельничук В.Г.* Досвід вивчення базальтових потоків в трапах Волині при геологічній зйомці та пошуках родовищ самородної міді // *Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-2000. К., 2000. С. 168–170.*
10. *Мельничук В.Г.* Петрохімічна модель трапового магматизму Волино-Подільської плити // *Актуальні питання вивчення і картування осадових комплексів складчастих областей та платформеного чохла України. Картування прикордонних територій: Матеріали II наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. К., 2003. С. 144–145.*
11. *Миясиро А.* *Метаморфизм и метаморфические пояса. М., 1976.*
12. *Приходько В.Л., Косовський Я.О., Іванів І.Н.* Перспективи меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратненской горстовой зоны // *Геол. журн. 1993. № 4. С. 134–143.*
13. *Скакун Л., Ткачук А., Мельничук В.* Типи цеолітових асоціацій в гідротермальних утвореннях волинської серії // *Мінерал. зб. 2003. № 53. Вип. 1–2. С. 4–13.*
14. *Уайт У.С.* Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган // *Рудные месторождения США. Т. 1. М., 1972. С. 457–481.*
15. *Ушакова З.Г.* Нижнепалеозойская траповая формация западной части Русской платформы // *Основные и ультраосновные магматические формации подвижных поясов. Л., 1962. С. 3–108.*
16. *Шумлянський В.А., Деревська Е.І., Сынгаевський Е.Д., Черникова Н.С.* Медноцеолитовая минерализация в базальтовых туфах на западном склоне Украинского щита и природа минерализующих растворов // *Докл. АН УССР. Сер. Б. 1991. № 9. С. 140–143.*
17. *Шумлянський В.А., Кузнецова С.В., Деревська Е.І., Рожков О.В.* Тектоническая проявленность и минерализация Тетеревского разлома в платформенном чехле на западном склоне Украинского щита // *Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 5. С. 25–27.*
18. *Шумлянський Л.В., Безугла М.В., Горностаев С.С., Приходько В.Л.* Особливості хімічного складу рудних мінералів у вендських трапах Волино-Подолії // *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. К., 1999. С. 130–138.*

19. Keweenaw copper deposits of Western upper Michigan / Ed. by. T.J. Bornhost. Society of Economic Geologists. 1992. Vol. 1B.
20. *William F. C., McRae M.E., Nicholson S.W.* Geology and mineral deposits of the Keweenaw Peninsula and Vicinity, Michigan. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 99-149, 1999.

**HYDROTHERMAL MINERALOGICAL ZONING
AND METAMORPHISM IN LOWER VENDIAN COPPER-BEARING TRAPS
OF THE VOLYN'-PODILLYA PLATFORM**

V. Mel'nychuk

*Rivne Geological Expedition
Kurchatov St. 11, UA – 33018 Rivne, Ukraine
Fax 8-036-2-23-82-09*

The zone spatial distribution of hydrothermal minerals associations has been revealed in the Lower Vendian trap formation of the Volyn'-Podillya platform. Carbonaceous, zeolite and prehnite concentric zones have been allocated, which consecutive change can be looked after from edges to the centre of the trap province. These zones definitely supervise distribution of native and sulphide types of copper mineralization in traps and have different perspectives on copper. Vertical symmetric mineralogical zoning in basalt flows has caused conditions of native copper localization in zeolite zone.

On typomorphic mineral associations, the degrees and scales of rocks recrystallization, and also temperature parameters of mineral forming, zone hydrothermal-metasomatic changes of traps correspond to zeolite and prehnite-pumpellyite metamorphic facies. The assumption is stated, that by the origin they are obliged to mineralized underground waters of Horbashivs'kyi water-bearing horizon. Probably, these waters were warmed up from below by numerous gabbro-dolerite sills, which were intruded at the end of the Early Vendian near to bottom of this horizon at the centre of the Volyn'-Polissya trough.

Key words: copper deposits, traps, hydrothermal minerals, mineralogical zoning, metamorphic facies, Vendian, Volyn'-Podillya platform.

Стаття надійшла до редколегії 18.10.2004

Прийнята до друку 15.11.2004