

ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ МОЛІБДЕНО- І ВОЛЬФРАМОНОСНИХ МЕТАСОМАТИТІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

В.О. Сьомка

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03680, просп. Палладіна, 34, Київ, Україна*

Системний аналіз геологоструктурної позиції та речовинного складу проявів (точки мінералізації), рудопроявів та родовищ молібдену і вольфраму на УЩ дозволяють виділити такі генетичні типи рудоносних метасоматитів: вольфраміт-каситерит-грейзеновий, шееліт-скарновий, молібденіт-грейзеновий, рідкісноземельно-молібденуран-торієвий, молібденіт-лужний та молібденіт-пегматитовий. Головними металогенічними факторами, які визначають локалізацію основних генетичних типів вольфрамо- та молібденоносних метасоматитів, є структурний, літологічний, магматичний та мінералого-геохімічний.

Вступ. Вольфрам та молібден належать до стратегічних матеріалів, що широко використовують у металургійній, хімічній, електронній та військовій промисловості. Україна поки що не має власних розвіданих запасів молібдену та вольфраму, потреби забезпечуються за рахунок експорту з Росії, Казахстану та Узбекистану. У докембрійських комплексах Українського щита (УЩ) відомі численні прояви та рудопрояви вольфрамової та молібденової мінералізації різних генетичних типів (рисунок). Вивченню цих рудопоявів присвячено низку публікацій, в яких встановлено, що вольфрамо- та молібденітоносні метасоматити локалізуються в різних геолого-структурних умовах (від амфіболітової до гранулітової фацій) та вікових інтервалах (від палеопротерозою до мезоархею). Вперше аномальний вміст вольфраму (до 4 кг/м³) був встановлений у Пержанському берилієвому родовищі Волинського мегаблоку УЩ Л.С. Галецьким [5]. Висока концентрація вольфрамиту пов'язана з рідкіснометалевими метасоматитами і розглядалась як "незвичайний тип вольфрамового зруденіння". Пізніше С.В. Нечаєвим та ін. [16, 17] були виявлені корінні молібденові та вольфрамові рудопрояви у різних мегаблоках УЩ: Волинському (Вирівський, Пержанський, Вербинський рудопрояви молібдену, Глушковецький, Пержан-

ський, Березово-Гатський та Кочерівський рудопрояви вольфраму); Росинсько-Тікицькому (Синявський Мо-W прояв); Дністровсько-Бузькому (Сорокинський, Савранський, Кумарівський рудопрояви вольфраму); Інгульському (Селищанський рудопояв вольфраму); Приазовському (Федорівський рудопояв вольфраму).

Завдяки проведеним за участі автора дослідженням рудоносних метасоматитів УЩ встановлено нові прояви Мо-W мінералізації. Це Мо-Bi-TR-U-Th рудопояв "Безіменний" у Волинському мегаблоці [21], Східноюр'івський [28], Кашпировський [22] прояви та Липнязький рудопояв [25] вольфрамової мінералізації в Інгульському мегаблоці, Жовторіченський прояв вольфрамітових грейзенів у Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні [23, 24]. Тому виникає необхідність узагальнення наявної інформації з метою виділення генетичних типів молібден-вольфрамової мінералізації, які становитимуть інтерес у ході геолого-розвідувальних робіт [21–27, 29].

Результати та їх обговорення. Системний аналіз геолого-структурної позиції та речовинного складу проявів, рудопоявів і родовищ молібдену та вольфраму дозволяє виділити кілька генетичних типів рудоносних метасоматитів.

1. Вольфраміт-каситерит-грейзеновий генетичний тип. Цей тип рудних метасоматитів генетично пов'язаний з апліт-пегматоїдними гранітами та гра-

ніт-порфірами палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації УЩ і локалізується в зонах перетину регіональних розломів північно-західного та північно-східного простягань. За мінеральним складом виділяються такі різновиди апогранітних метасоматитів: мікроклін-пертитові, кварц-мікроклін-пертитові, кварц-гентгельвін-польовошпатові, слюдяні, кварцові (Пержанський рудопрояв) і хлорит-флюорит-кварцові (Жовторіченський рудопрояв). Від польовошпатових метасоматитів до кварцових спостерігається перехід, що відображається в зміні їх мінерального складу. Між істотно польовошпатовими породами, кількість польового шпату в яких складає 90–95 %, та істотно кварцовими, що на 90–97 % складаються з кварцу, є різновиди змінного складу, які містять також слюду.

Мікроклін-пертитові метасоматити найбільш поширені. Вони успадковують панідіоморфнозернисту структуру гранітів пержанського типу. У катаклазованих та інтенсивно змінених метасоматичними процесами породах структура бластокатакластична і бластоцементна. Мінеральний склад: мікроклін-пертит, різною мірою альбітизований, складає до 95 % всієї маси породи, вміст альбіту становить 30–60 %, а також присутні кварц, біотит, мусковіт і гентгельвін. У альбітизованих різновидах іноді трапляється каситерит (до 30 %), та поодинокі зерна циртоліту, ториту, магнетиту, флюориту, гідрооксидів заліза, іноді карбонату.

Кварц-мікроклін-пертитові метасоматити поширені дещо менше й утворюють самостійні жилоподібні тіла потужністю 1–2 м серед динамометаморфізованих гранітів, або формують периферичні зони складних тіл польовошпатових метасоматитів. Мінеральний склад метасоматитів: кварц і мікроклін-пертит, незначна кількість альбіту, біотиту, мусковіту. Акцесорні – циркон, циртоліт, флюорит, каситерит, гентгельвін, фенакіт (од. з.), магнетит і гідрооксиди заліза – до 1 %.

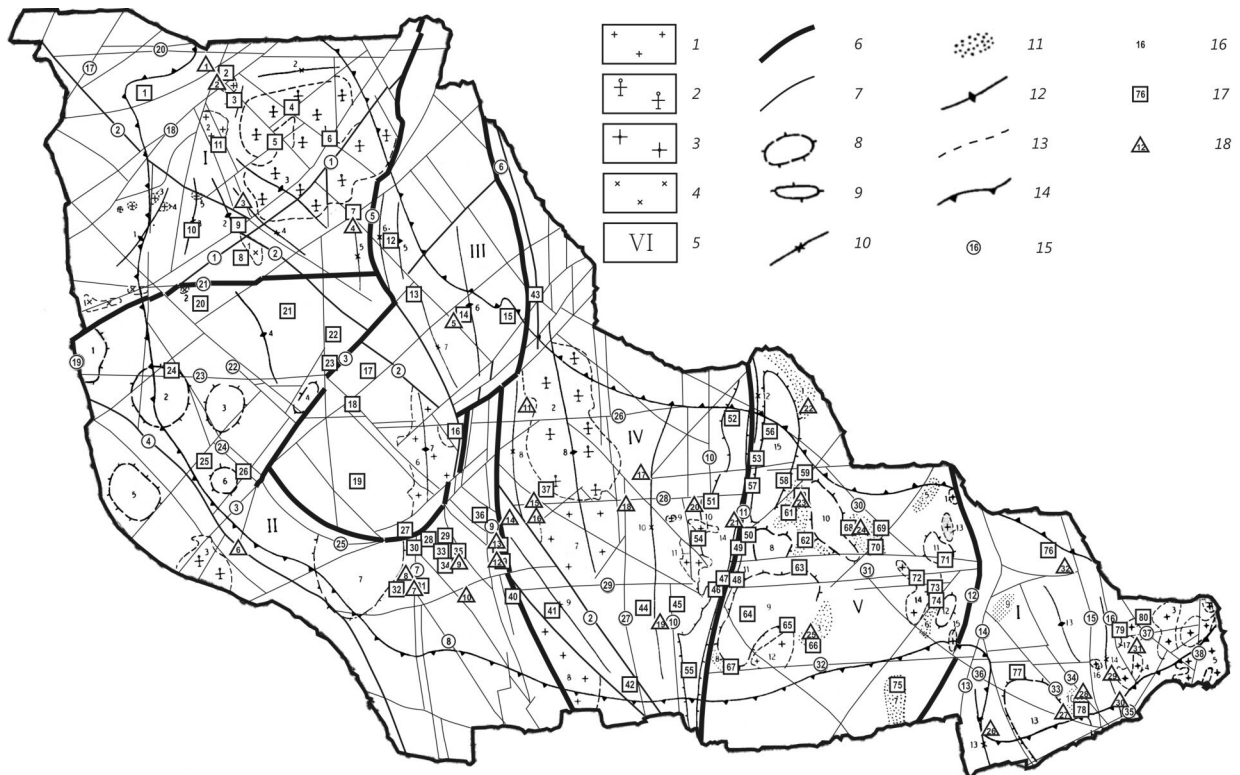
Кварц-гентгельвін-польовошпатові метасоматити поширені обмежено та мають такий мінеральний склад – кварц, альбіт, мікроклін-пертит (релікти), гентгельвін; каситерит – 1–30 %. Від кварц-польовошпатових і польовошпатових метасоматитів цей вид відрізняється більш інтенсивною альбітизацією, окварцюванням і, головним чином, великим вмістом рудних мінералів. Меншим є вміст пізніше утвореного мікрокліну, ще менше феримусковіту, зафіксовано поодинокі зерна флюориту і циртоліту.

Слюдяні метасоматити є характерними для зон катаклазу гранітів. Серед рудоносних метасо-

матитів цієї породи – одні з найпоширеніших та найрудноносніших. Складають вони зазвичай нижні, периферичні, іноді центральні частини складних метасоматичних тіл. Грейзенізація відбувалася неоднаково інтенсивно і залежала від ступеня катаклазу і складу початкових порід, отже, спричинила утворення слюдяних метасоматитів різного складу. Зафіксовано також різний склад слюди – від високозалізного біотиту (сидерофіліту), через біотит нормальної залізистості, до феримусковіту. Мінеральний склад – кварц, мусковіт, біотит і сидерофіліт. Підпорядковане значення мають альбіт і пізній мікроклін. Відзначається підвищений вміст гентгельвіну поодинокі зерна фенакіту, флюориту, циртоліту. Каситерит спостерігається дуже рідко, проте трапляються локальні прожилкоподібні рудні скупчення, в яких його вміст досягає 30–40 %. Інші рудні мінерали представлені магнетитом, зрідка піритом, галенітом і сфалеритом.

Кварцові метасоматити. Істотно кварцовий різновид грейзенів, виявлений на західному фланзі поля польовошпатових і слюдяних метасоматитів, супроводжує вольфрам-оловяне зруденіння [18, 19]. Ці грейзени утворюють лінійні зони в пержанських гранітах у покрівлі граніт-порфірів (рудопрояв "Західний"). Грейзени розвиваються у вигляді лінзоподібних тіл з нечіткими обмеженнями і поступовими переходами до пержанських гранітів з успадкуванням їх смугастої текстури. На східній ділянці рудопрояву простежений чіткий перехід від пержанських слабо окварцованих, через польовошпат-мусковіт-кварцові, мусковіт-кварцові та кварц-мусковітові грейзени до рудних (вольфрам-каситерит-кварцових) грейзенів. Рудні грейзени – кварцитоподібна світло-сіра, іноді біла з рожевим відтінком дрібнозерниста порода, в якій виразно проявлене субпаралельне орієнтування вкраплень і лінзовидних агрегатів каситериту та вольфраміту. Вони утворюють рудні прошки. У кварцових грейзенах наявні поодинокі зерна циркону, циртоліту, флюориту, турмаліну та магнетиту, деколи заміщеного гематитом.

Хлорит-флюорит-кварцові метасоматити характерні для Жовторіченського рудопрояву. На відміну від вольфрам-каситеритових грейзенів Пержанського рудного поля, в них головним рудним мінералом є вольфраміт, вміст каситериту та молібденіту менший. У грейзенах також встановлені мінерали з підвищеним вмістом рідкісноземельних елементів ітрієвої групи: флюорит, ітрофлюорит, флюоцерит. Грейзени підлягали найбільш



Геологоструктурна схема УЩ масштабу 1:2500000 [6]. 1–4 – інтрузивні масиви: 1 – гранітоїдні (1 – Устинівський, 2 – Кишинський, 3 – Мухарівський, 4 – Токарівський, 5 – Новоград-Волинський, 6 – Уманський, 7 – Новоукраїнський, 8 – Воскресенський, 9 – Митрофанівський, 10 – Верблужський, 11 – Боков'янський, 12 – Токівський, 13 – Вишневецький, 14 – Мокромосковський, 15 – Щербаківський, 16 – Кам'яномогильський, 17 – Катеринівський); 2 – *рапаківі і анортозитові* (1 – Коростенський, 2 – Корсунь-Новомиргородський, 3 – Дрокійський); 3 – лужні (1 – Терсянський, 2 – Октябрський, 3 – Кальміуський, 4 – Південно-Кальчицький, 5 – Єланчицький); 4 – габро-гранодіоритові (1 – Букинський, 2 – Бражинецький); 5 – мегаблоки (I – Волинський, II – Дністровсько-Бузький, III – Росинсько-Тикицький, IV – Інгульський, V – Середньопридніпровський, VI – Приазовський); 6 – *зони розломів першого порядку* (1 – Тетерівська, 2 – Центральна, 3 – Немирівська, 4 – Подільська, 5 – Брусилівська, 6 – Ядлівсько-Трактемирівська, 7 – Тальнівська, 8 – Гвоздавська, 9 – Первомайська, 10 – Західно-Інгулецька, 11 – Криворізько-Кременчуцька, 12 – Оріхово-Павлоградська, 13 – Західно-Приазовська, 14 – Корсакська, 15 – Центрально-Приазовська, 16 – Малоянісолська); 7 – *зони розломів другого порядку* (17 – Горинська, 18 – Суцано-Пержанська, 19 – Рівненська, 20 – Прип'ятська, 21 – Андрушівська, 22 – Хмільницька, 23 – Хмельницька, 24 – Летичівська, 25 – Ободнівська, 26 – Лукашівська, 27 – Кіровоградська, 28 – Суботсько-Мошоринська, 29 – Бобринецько-Криворізька, 30 – Дніпродзержинська, 31 – Девладівська, 32 – Конкська, 33 – Сорокинська, 34 – Куйбишевська, 35 – Бердянсько-Кальміуська, 36 – Хортицька, 37 – Криворізько-Павлівська, 38 – Грузько-Єланчицька); 8–12 – *складчаті структури*: 8 – *гранітогнейсові та гранітні купола* (1 – Войтовецький, 2 – Летичівський, 3 – Літинський, 4 – Липовецький, 5 – Староушинський, 6 – Шаргородський, 7 – Гайворонський, 8 – Демуриновський, 9 – Саксаганський, 10 – Кричанський, 11 – Новоолександрівський, 12 – Камишевахський, 13 – Салтичанський); 9 – *вали* (14 – Західно-Інгулецький, 15 – П'ятихатський); 10 – *синклінали* (1 – Білокоровицька, 2 – Овруцька, 3 – Новоград-Волинська, 4 – Тетерівська, 5 – Кочерівська, 6 – Макарівська, 7 – Білоцерківська, 8 – Шполянська, 9 – Братський синклінорій, 10 – Інгульський синклінорій, 11 – Криворізька, 12 – Кременчуцька, 13 – Корсакський синклінорій, 14 – Мангушський синклінорій); 11 – *зеленокам'яні структури* (1 – Кобеляцька, 2 – Верхівцевська, 3 – Чортомлицька, 4 – Сурська, 5 – Дерезуватська, 6 – Конкська, 7 – Білоозерська, 8 – Широківська, 9 – Гуляйпільська, 10 – Сорокинська); 12 – *антиклінали* (1 – Корецька, 2 – Букинсько-Варварівська, 3 – Коростишівська, 4 – Бердичівська, 5 – Фастівська, 6 – Кагарлицька, 7 – Уманська, 8 – Новоукраїнський антиклінорій, 9 – Ремівська); 13 – *геологічні межі*; 14 – *межі щита по контуру післярифейської поверхні вирівнювання*; 15 – *номери розривних порушень*; 16 – *номери складчастих структур та інтрузивних масивів*; 17 – *прояви молибденової мінералізації*: 1 – Вирівська група (Ясногірка, Томашгород, Вири), 2 – Пержанський, 3 – Вербинське родовище і Замисловицький, 4 – Ігнатпільський, 5 – Березівський, 6 – Гута-Потієвський, 7 – Кочерівська група (Толстовка, Леніно, Кочерів), 8 – Букинський, 9 – Червоносіклівський, 10 – Новоград-Волинський, 11 – Ємільчинський, 12 – Соснівський, 13 – Сидорівський, 14 – Синявський, 15 – Миронівський, 16 – Уманський (Буки), 17 – Дзюнківський, 18 – Оратівська група (Животівка, Чагів, Оратів); 19 – Гайсинський, 20 – Мало-Браталівська група (Малий Браталів, Коваленки), 21 – Сингаївський, 22 – Мало-Чернявська група (Мала Чернявка, Кирилівка, Роставиця, Немиринці), 23 – Погребищенська група (Вишнівка, Гопчиця, Погребище), 24 – Степанцівський, 25 – Вищеольчедаївська група (Катюжани, Вищеольчедаїв), 26 – Шаргородська група (Писарівка, Шаргород), 27 – Могильненський, 28 – Грушківський, 29 – Голованівський, 30 – Кам'яно-Брідський, 31 – Майське родовище, 32 – Бакшинський, 33 – Липовеньківський, 34 – Демов'ярський, 35 – Капітанівський,

36 – Тарасівський, 37 – Полохівське родовище, 38 – Калинівське та Лозуватське родовища, 39 – Бандурківський, 40 – родовище "Южне", 41 – Миколаївський, 42 – Кашпировський, 43 – Степанцівський, 44 – Березівський, 45 – Казанський, 46 – Малеевський, 47 – Лозуватський, 48 – Первомайський, 49 – Ганнівське родовище, 50 – Савронський, 51 – Балахівський, 52 – Мало-Кохнівська група (Пісчане, Крюків, Мала-Кохнівка), 53 – Миколаївський, 54 – Кодацький, 55 – Новоукраїнський, 56 – Деріївська група (Комсомольськ, Деріївка, Мотрине), 57 – Правобережні аномалії, 58 – Лихівський, 59 – Бородаївський, 60 – Верхівцевський, 61 – Алфьоровський, 62 – Милорадівська група (Кудашівка, Малософіївка, Милорадівка), 63 – Софіївський, 64 – Олександрівський, 65 – Токівська група (Ток, Підстепне), 66 – Чортомлицький, 67 – Архангельський, 68 – Західно-Сурська група (Одарівка, Сухий Хутір, Грушівка, Правдінське), 69 – Східно-Сурська група (Василівка, Балка Золота), 70 – Південно-Сурська група (Південна Сура, Сергіївка), 71 – Первозванівський, 72 – Мокромосковський, 73 – Кірпотінський, 74 – Щербаківський, 75 – Білоозерський, 76 – Дібровський, 77 – Чернігівський, 78 – Суразьке родовище, 79 – Октябрський, 80 – Дмитрівський); 18 – прояви вольфрамової мінералізації: 1 – Глушковицький, 2 – Пержанський, 3 – Березово-Гатський, 4 – Кочерівський, 5 – Синявський, 6 – Сорокський, 7 – Майське родовище, 8 – Савранський, 9 – Капітанівський, 10 – Кумарівський, 11 – Селищанський, 12 – Вільшанська група (Вільшанка, Тарасівка, Ново-Олександрівка), 13 – Осичківський, 14 – Липнязька група (Овражний, Північно-Станкуватський, "Надія"), 15 – Березівський, 16 – Вербівківський, 17 – Чутовський, 18 – Східно-Юр'євський, 19 – Ново-Бугський, 20 – Голоківський, 21 – Жовторіченський, 22 – Кобелякський, 23 – Верхівцевський; 24 – Сурський, 25 – Чортомлицький, 26 – Кам'яно-Могильська група (Кам'яна-Могила, Куксунгур, Корсак-Могила), 27 – Сорочинський, 28 – Куйбишівський, 29 – Зачатівський, 30 – Мангушський, 31 – Красновський, 32 – Федорівський.

пізній сульфідній мінералізації, що призвела до утворення галеніту, сфалериту і халькопїриту. Мінеральний склад грейзенів, %: кварц – 60–90, флюорит – 5–20, хлорит – 5–15; акцесорні – циркон, монацит, ксенотим, фериторит та фергусоніт. Вольфрамітоносні грейзени Жовторіченського рудопрояву просторово і в часі пов'язані зі стадією грейзенізації рідкіснометалевих пегматитів, генетично споріднених з апліт-пегматоїдними гранітами новоукраїнського комплексу.

2. Шееліт-скарновий генетичний тип. Скарни докембрію УЩ поділяються на два типи – безрудні та рудні. Перші сформувались унаслідок ультраметаморфічного перетворення карбонатних порід тетерівської, дністровсько-бузької, інгулецької та осипенківської серій. При цьому на магматичному етапі утворились магнезіальні контактово-інфільтраційні скарни, характерні для гранулітової фації УЩ. Інші, рудні, скарни представлені перетвореними (зміненими) магнезіальними, апомагнезіальними вапнистими та вапнистими інфільтраційними (тріщинними) скарнами. Вони належать до постмагматичного етапу і локалізуються в тектонічних зонах у просторовому зв'язку з алохтонними апліт-пегматоїдними гранітами, що збагачені на леткі компоненти.

Контактово-інфільтраційні магнезіальні скарни магматичної стадії виникають безпосередньо на фронті магматичного заміщення, коли в результаті взаємодії доломітів з розчинами, що виділяються із магми і привносять кремнезем, глинозем, залізо тощо, утворюються зональні тіла магнезіальних скарнів [9]. При цьому виникають найбільш високотемпературні фації скарнів шпінель-фасаїтові, шпінель-форстерит-фасаїтові та бітовніт-фасаїтові. Підйом фронту гранітизації спричиняє плагіок-

лазове заміщення (ендербітизації) магнезіальних скарнів (утворення кварц-піроксен-ортоклаз-пертитових та кварц-піроксен-антипертит-плагіоклазових метасоматитів). Протягом постмагматичного етапу магнезіальні скарни магматичного етапу піддаються процесам гістерогенних перетворень (флогопітизації, тремолітизації, актинолітизації) і апомагнезіально-вапнисто-скарновому заміщенню. Як правило, магнезіальні скарни мають локальний характер, значну потужність (від 1–2 до 10–20 м) і приурочені до контактів гнейсів, кристалосланців та амфіболітів з доломітом.

Вапнисті ендоскарни мають регіональний характер, невелику потужність (1–50 см) і утворюють інфільтраційні тіла серед гранітизованих гнейсово-амфіболітових товщ. Вони утворюються внаслідок інфільтраційно-дифузійно-біметасоматичної взаємодії розчинів, збагачених на кальцій, магній і залізо, з алюмосилікатними породами в зонах тріщинуватості, тобто є продуктом комплексного ряду – гранітизація-базифікація.

Шеелітоносна мінералізація у скарнах утворюється в процесах кварц-польовошпатового заміщення (ендербітизації, гранітизації) і кислотного вилугування (актинолітизації, флюоритизації, окварцювання) скарнів. Серед шеелітоносних магнезіальних скарнів виділяються такі різновиди: бітовніт-фасаїтові ендоскарни, діопсидові та флогопіт-тремолітолові екзоскарни. Шеелітова мінералізація у вапнистих контактово-інфільтраційних скарнах приурочена до піроксен-плагіоклазових, піроксенових та епідотових ендоскарнів. В апомагнезіальних-вапнистих ендоскарнах шеелітова мінералізація локалізована в піроксен-воластонітових екзоскарнах та апоскарнових метасоматитах. Серед останніх виділяються кварц-

саліт-ортоклаз-пертитові, кварц-гіперстен-саліт-антипертит-плагіоклазові (гранулітова фація) та кварц-олігоклазові, кварц-мікроклін-альбітові (амфіболітова фація) апоскарнові метасоматити.

Найбільш рудоносними є шеелітоносні флюоритові грейзени, що утворюються за рахунок апомагнезальних вапнистих скарнів і притаманні Кочерівському, Селищанському та Липнязькому скарнопроймам. Макроскопічно це темно-фіолетові, сіривато-фіолетові та фіолетові дрібно- та середньозернисті (0,1–10 мм) породи з масивною текстурою та гранобластовою структурою. Мінеральний склад грейзенів, %: флюорит – 2–47, плагіоклаз 13–33, кальцит – 13–17, кварц – 0–25, піроксен (саліт) – 7–22, мікроклін – 0–2, біотит – 0–3, мусковіт – 2–13, епідот – 2–3, актиноліт – 1–2, апатит – 0–1, гранат і везувіан – поодинокі реліктові зерна; рудні – шееліт, пірит, піротин, халькопірит, сфалерит. Шееліт у флюоритових грейзенах утворює гніздоподібні та прожилкові вкрапленники з заокруглених, ксеноморфних, часто кородованих зерен, розміром 0,04–0,38 мм. Іноді зерна шееліту оточені сульфідами та кальцитом.

3. Молібденіт-грейзеновий генетичний тип найяскравіше проявлений на Вербинському (Волинський мегаблок), Ганнівському і Східно-сергіївському (Середньопридніпровський мегаблок) родовищах. Процеси грейзенізації зафіксовано на контакті апліт-пегматоїдних гранітів з вмісними породами основного складу – діоритами, амфіболітами та метабазальтами. Найбільш контрастне зруденіння характерне для кварц-біотит-мікроклінових, кварцових, топаз-цинвальдитових та альбіт-карбонат-кварцових грейзенів. Молібденітова мінералізація на вказаних родовищах належить до штокверкового типу і контролюється зонами перетину розломів північно-східного, північно-західного та меридіонального простягання. З молібденітом асоціюють пірит, піротин, халькопірит, сфалерит, галеніт, вісмутин, галеновісмутит, самородний вісмут, самородне срібло, магнетит, каситерит, колумбіт. Дуже рідко трапляється вітихеніт, бенжамініт, ліндстреміт та кобальгин. У зонах вторинного сульфідного збагачення з'являються борніт, ковелін та дигеніт.

Кварц-біотит-мікроклінові метасоматити розвиваються по апліт-пегматоїдних гранітах і найбільш характерні для Вирівського рудопрояву молібдену. Породоутворювальні мінерали в них представлені реліктовим плагіоклазом та ортоклазом і новоутвореними мінералами грейзенів –

кварцом, біотитом, мікрокліном, серицитом та кліноцоїзитом. Процеси кремнієво-калієвого метасоматозу проявлені у вигляді тонких прожилків кварц-біотит-мікроклінового складу, що перетинають граніти. Мікроскопічно відзначається приуроченість молібденіту до ділянок мікроклінізації, біотитизації та окварцювання породи. При цьому, рудні ділянки породи відрізняються від безрудних підвищеним вмістом калію та кремнезему.

Кварцові метасоматити є найпізнішими утвореннями і розвиваються по апліт-пегматоїдних гранітах, діоритах, гранодіоритах та амфіболітах. Вони утворюють різноорієнтовані жили та прожилки в ендоконтактних частинах гранітів та вмісних гранітизованих основних порід осницького комплексу. Ці метасоматити мають переважно штокверкове молібденітове зруденіння, що найбільш контрастно проявлено на Вербинському та Ганнівському родовищах. Кварц у прожилках має грейзеновий вигляд (нерівні, порізані краї) та містить велику кількість включень карбонату, флюориту та циркону. На ділянках флюоритизації біотит повністю заміщений хлоритом і мусковітом. Флюорит є характерним грейзеновим мінералом Вербинського та Ганнівського родовищ, має вигляд дрібного (0,1–0,2 мм) вкраплення разом з кварцом і карбонатом, а також виповнює тонкі січні прожилки.

Топаз-цинвальдитові грейзени вперше виявлені та описані О.М. Бучинською та С.В. Нечаєвим [3] на Вербинському родовищі. Цей тип грейзенів розвивається по апліт-пегматоїдних гранітах і характеризується великою кількістю бурої літєвої слюди і топазу, які відсутні в лейкогранітах. Головними мінералами грейзенів є цинвальдит, кварц, топаз, другорядними – мусковіт, серицит, флюорит. Цинвальдит тісно асоціює з кварцом, топазом, флюоритом і крупнолускуватим молібденітом. Ізотопний вік цинвальдиту за К-Аг хронометрією складає 1845 ± 30 млн років, що дозволяє пов'язувати утворення грейзенів із завершальним етапом становлення осницького вулканоплутонічного комплексу [3].

Альбіт-карбонат-кварцові метасоматити Сурської синкліналі (Середньопридніпровський мегаблок) були описані В.С. Монаховим [15]. Він справедливо зазначив, що незмінні метасоматичними процесами осадово-вулканогенні товщі є найменш молібденітоносними. Так, у породах спіліт-кератофірової формації центральної частини синкліналі частота фіксації молібдену в пробах складала всього лише 9 % від загальної кількості

проб. А в зонах розвитку альбіт-сульфідно-карбонат-кварцових прожилків, молібден у кількості 1–6 г/т був зафіксований вже в 70–90 % проб. На південному і південно-східному флангах структури, в зоні впливу апліт-пегматоїдних гранітів токівського та мокромосковського комплексів і значного прояву грейзенового метасоматозу, ступінь молібденітоносності майже всіх порід різко зростає. Кількість проб з молібденом у грейзенізованих тілах кислих вулканітів збільшується до 75–80 %, а максимальний його вміст нерідко сягає 0,54 %. Молібденіт приурочений до ділянок розвитку тонких (ниткоподібних) альбіт-карбонат-кварцових, карбонат-кварцових прожилків з сульфідами (пірит, халькопірит), нерідко з біотитом, що січуть кератофіри і часто утворюють жильні штокверки, проникають в породи основного складу, що контактують з кислими вулканітами.

4. Рідкісноземельно-молібден-уран-торієвий генетичний тип найбільш поширений у південно-західній частині Інгульського мегаблоку УЩ [1]. Також нещодавно відкрито TR-Mo-U-Th рудопрояв у Волинському [21] та Приазовському мегаблоках УЩ [29]. Рудоносні метасоматити тут представлені кварц-мікрокліновими, кварц-біотит-кумінгтоніт-мікрокліновими метасоматитами та вторинними кварцитами. Спільною рисою цих родовищ і рудопроявів є просторовий зв'язок з апліт-пегматоїдними гранітами зон палеопротерозойської та мезоархейської тектоно-магматичної активізації та прожилково-вкраплений (штокверковий) характер багатих руд, представлених мінералами U, Th, Zr, Mo, Bi. Типоморфними рудними мінералами є уранініт (брегерит), циркон, монацит, торит, молібденіт, вісмутин і самородний вісмут. Промислове значення в цих родовищах мають уран, рідкісноземельні елементи, торій, молібден і вісмут.

Кварц-мікроклінові метасоматити наявні у вигляді жил і прожилков в ендо- та екзоконтактових частинах апліт-пегматоїдних гранітів. Вони виповнюють зони тріщинуватості в гранітах, пегматитах, гнейсах та кристалосланцях. Так, для Безіменного рудопрояву (Волинський мегаблок) характерна наступна мікрозональність: апліт-пегматоїдний граніт – хлорит + серицит + альбіт + + мікроклін-I + кварц-I – мікроклін-II + кварц-II – кварц-III. Метасоматичні перетворення граніту проявлені у чітко вираженій мікроклінізації та окварцюванні. При цьому сформовані три генерації кварцу: перша, дрібнозерниста, характерна для вмісних порід; друга, середньозерниста,

заміщує мікроклін-I і альбіт-олігоклаз; третя, крупнозерниста, свіжа і найменш тріщинувата, перетинає у вигляді жил і прожилков всі раніше утворені мінеральні асоціації. Новоутворений мікроклін-II відрізняється від мікрокліну-I гранітоїдів безгратковою структурою, відсутністю пертитів та свіжим виглядом.

Кварц-біотит-кумінгтоніт-мікроклінові (магнезіально-залізисто-калієві) метасоматити приурочені до зон катаклазу і дроблення як самих пегматитів, так і вмісних приконтактових гнейсово-кристалосланцевих графітовмісних порід. Вони характерні для Первомайсько-Голованівської шовної зони й утворюються в умовах гранулітової фації. У процесі формування пегматитових тіл відбувається інтенсивне перетворення порід у приконтактових частинах жил з утворенням метасоматитів з рідкісноземельно-молібден-уран-торієвою мінералізацією. Магнезіально-залізисто-калієві метасоматити простежується в напрямі від контакту пегматитових тіл з вмісними породами до їх осової частини на відстані від 0,1 до 0,8 м. Вони характеризуються надзвичайно мінливим кількісним складом породоутворювальних мінералів. З одного боку, це зумовлено зменшенням вмісту фемічних мінералів з віддаленням від контакту, а з другого – накладенням більш пізніх процесів мікроклінізації та окварцювання. З останніми пов'язані процеси розвитку сульфідної мінералізації. Мінеральний склад магнезіально-залізисто-калієвих метасоматитів істотно змінюється, %: ферогіперстен – 5–60, кумінгтоніт – 5–60, біотит – 2–20, мікроклін – 5–80, олігоклаз – 2–70, кварц – 3–70.

Вторинні кварцити – характерні рудоносні метасоматити Дібровського TR-U-Th родовища Приазовського мегаблоку. Макроскопічно це темно-сірі щільні породи, що утворені внаслідок процесів грейзенізації пегматитів і аплітів, про що свідчать постійні релікти останніх у вторинних кварцитах. Текстура смугаста, сланцювата, мотузкоподібна. Структура катаклазитова, в зонах розвальцювання бластомілонітова. Потужність зон розвальцювання від 1,0 до 4,0 мм. Породи складені реліктами кварцу та мікрокліну у вигляді порфіробластів розміром до 5,0 мм в поперечнику, і розбиті мікротріщинами з новоутвореними агрегатами складу кварц + силіманіт + + монацит + мусковіт + пірит + рутил + бранерит + настуран. Зони дроблення в пегматитах і аплітах мають потужність 0,11–3,00 мм і складають від 10 до 50 % поверхні шліфа. У кварц-силіманітових агрегатах зосереджена рідкіснозе-

мельно-торій-уранова мінералізація. Мінеральний склад, %: кварц – 50–90, мікроклін – 10–40, плагіоклаз – од. з.–5, біотит – од. з.–1; вторинні: мусковіт – 1–10, силіманіт – 1–20, карбонат – од. з.–1, каолініт – од. з.–1, сульфіді – 1–10, антраксоліт – од. з.–1; рудні: циркон – 0,5–1, монацит – 1–10, настуран+бранерит – 1–5. Молібденіт у вторинних кварцитах присутній у підпорядкованій кількості в асоціації з халькопіритом, сфалеритом, самородним вісмутом, вісмутином. Встановлено ізоструктурну приуроченість молібденіту до виділень слюдяних мінералів і каолініту.

5. Молібденіт-лужний генетичний тип. Мінералізація цього типу характерна для Волинського та Приазовського мегаблоків УЩ, а саме для ділянок розвитку сієнітових та карбонатитових порід [7, 14, 30]. Молібденова мінералізація приурочена до лужних метасоматитів, які утворюються в екзоконтакті Яструбецького, Октябрського та Чернігівського масивів. Найбільш поширена молібденова мінералізація у ореолі фенітизації західного обрамлення Чернігівського карбонатитового масиву. Зруденіння тут має штокверковий характер і контролюється зонами розломів субмеридіонального простягання. У фенітизованих породах ореол молібдену має невисоку інтенсивність (3–10 г/т), проте на окремих ділянках, представлених сієніто-фенітами, його вміст підвищується до 30–100 г/т. У тілах карбонатитів ореоли молібдену мають невисоку інтенсивність (до 10 г/т), тяжіючи до лужно-ультраосновних порід [30].

6. Молібденіт-пегматитовий генетичний тип. Окрім описаних вище генетичних типів молібденового зруденіння у гранітоїдних комплексах УЩ найбільш поширеним є пегматитовий. У пегматитах молібденіт знаходиться в акцесорній кількості і утворюється на завершальній постмагматичній стадії грейзенізації та окварцювання пегматитів. Найцікавішими, з точки зору пошуку комплексного рідкіснометалевого зруденіння, є пегматити Полохівського та Липнязького рудних полів [2, 4, 8, 10–13, 20]. Молібденова мінералізація в рідкіснометалевих пегматитах приурочена до ділянок грейзенізації ендоконтактних зон пегматитів, представлених малопотужними зонами (потужністю від кількох міліметрів до десятків сантиметрів), складеними дрібнозернистими агрегатами кварцу, мусковіту і, рідше, флюориту. Найбільше проявлена молібденова мінералізація у кварц-мусковітових грейзенах Полохівського родовища, де молібденіт присутній у вигляді окремих лусочок (0,1–2 мм) в асоціації з піритом, піроотином,

сфалеритом, арсенопіритом, галенітом, халькопіритом, халькозином, ковеліном і борнітом. Хоча молібденіт у пегматитах не утворює промислових концентрацій, його наявність є індикатором молібденітоносності гранітів, з якими пов'язані ці пегматити.

Висновки. Головними металогенічними факторами, які визначають локалізацію основних генетичних типів вольфрамо- та молібденоносних метасоматитів, є структурний, літологічний, магматичний та мінералого-геохімічний.

Структурний фактор зумовлений інтенсивно розвинутою сіткою розривних порушень ортогональної та діагональної систем, виповнених тріщинуватими та катаклазованими породами. До ділянок перетину таких розломів приурочені штокверкові зони скарнування, кремній-калієвого метасоматозу та грейзенізації. Зони розломів та їх перетину контролюють також розташування рудоносних інтрузій апліт-пегматоїдних гранітів та пегматитів.

Магматичний фактор визначений з поширеними в межах УЩ посторогенними інтрузіями палеопротерозойських та мезоархейських рідкіснометалевих апліт-пегматоїдних гранітів та пов'язаних з ними пегматитів. Найбільш інтенсивні метасоматичні перетворення вмісних гранітів, метаморфічних осадово-теригенно-вулканогенних порід відмічено в екзоконтакті гранітних масивів та в безпосередньому контакті з пегматитами.

Літологічний фактор – це широкий розвиток метакарбонатних порід в синклінальних структурах УЩ. Вони є найсприятливішим середовищем для утворення шеелітоносних скарнів.

Геохімічний фактор. Виявлено чітку тенденцію до накопичення молібдену в амфіболітах (метабазитах) та графітовмісних гнейсах. Останні, окрім Мо, мають підвищений вміст U, Th і Ві. Вольфрам у метаморфічних породах УЩ накопичується в метапелітах – біотитових та біотит-амфібол-гранатових плагіогнейсах, біотит-силіманіт-гранат-кордієритових гнейсах і біотит-амфібол-польовошпатових кристалосланцях. Внаслідок гранітизації цих порід утворюються рудоносні тіла алохтонних апліт-пегматоїдних гранітів, спеціалізованих на молібден, вольфрам та інші рідкісні метали.

Структурно-мінералогічний фактор. Встановлено, що політипна модифікація молібденіту 3R характерна для родовищ (Вербинське та Сергіївське), які мають незначний ерозійний зріз. Присутність вольфрамвмісного рутилу і сфену в навколоскарнових породах свідчить про регенераційну природу шеелітової мінералізації.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
2. Бугаєнко В.І., Іванов Б.Н., Єрмоєнко Г.К. та ін. Залізо-магnezіальні слюди екзоконтактних метасоматитів літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташлицького рудного району // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2004. – №1. – С. 83–88.
3. Бучинская К.М., Нечаев С.В. Топаз-цинвальдитовые грейзены Вербинского молибденового рудопроявления (Украинский щит) // Геол. журн. – 1989. – Вып. 2. – С. 86–93.
4. Возняк Д.К., Бугаєнко В.М., Галабурда Ю.А. та ін. Особливості мінерального складу та умов утворення рідкісно-металевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит) // Мінерал. журн. – 2000. – 28, №4. – С. 59–75.
5. Галецкий Л.С. Необычный тип вольфрамового оруденения в северо-западной части Украинского щита // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. – Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1971. – С. 104–109.
6. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита М 1:500000 / Под ред. Н.П. Щербака. – Киев, 1983. – 101 с.
7. Глевацкий Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1981. – 228 с.
8. Гурський Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические полезные ископаемые. – Киев-Львов: Центр Европы, 2005. – 785 с.
9. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С. 220–302.
10. Іванов Б.Н., Лисенко В.В., Макивчук О.Ф. та ін. Екзоконтактні метасоматити літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташлицького рідкіснометального рудного району // Мінерал. рес. України. – 2000. – №4. – С. 11–13.
11. Іванов Б.Н., Макивчук О.Ф., Бугаєнко В.І. та ін. Основні типи рідкіснометальних родовищ і рудопроявів в західній частині Кіровоградського блоку // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2000. – №1–2. – С. 101–107.
12. Іванов Б.Н., Косюга В.Н., Погукай В.И. Площадные и экзоконтактные редкометальные метасоматиты Шполянско-Ташлыкского рудного района // Геохимия та рудоутворення. – 2011. – № 30. – С. 10–17.
13. Іванов Б.Н., Бугаєнко В.Н., Еременко Г.К. и др. Редкометальные гранитные пегматиты с аномальным содержанием висмута и мышьяка в обрамлении Липняжского гранитного массива // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – №1. – С. 38–43.
14. Михайлов В.А., Шунько В.В. Новый тип молибденовой минерализации Украинского щита // Докл. НАН Украины. – 2002. – №6. – С. 137–140
15. Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали. – Киев: Наук. думка, 1986. – 190 с.
16. Нечаев С.В., Кривдик С.Г., Сёмка В.А. и др. Минерализация олова, молибдена и вольфрама в Украинском щите // К.: Наук. думка, 1986. – 212 с.
17. Нечаев С.В., Сёмка В.А. Скарны Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1989. – 211 с.
18. Нечаев С.В., Остапенко А.И., Сёмка В.А. и др. Состав вольфрамита из первого на Украине коренного оловянно-вольфрамового рудопроявления // Докл. АН УССР. Сер.Б. – 1982. – №11. – С. 16–18.
19. Нечаев С.В., Остапенко А.И. Коренное рудопроявление вольфрама и олова в Украинском щите // Геол. журн. – 1983. – Вып. 5. – С. 130–133.
20. Нечаев С.В., Макивчук О.Ф., Белых Н.А. и др. Новый редкометальный район Украинского щита // Там же. – 1991. – Вып. 4. – С. 119–122.
21. Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Паталаха М.Е. та ін. Новий рудопрояв калій-уранової формації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // Мінерал. журн. – 2006. – 28, №4. – С. 59–75.
22. Сьомка В.О., Бондаренко С.М. Новий тип вольфрамового зруденіння в докембрії Українського щита // Там само. – 2007. – 28, №4. – С. 59–75.
23. Сьомка В.О., Мельниченко Б.Ф., Бондаренко С.М., Грінченко О.В. Перша знахідка вольфрамітоносних грейзенів у Жовторіченському рудному полі (Криворізько-Кременчуцька зона) // Тез. Наук. міжнарод. конф. КНУ ім. Тараса Шевченка (18–22 квіт. 2011 р., Київ). К., 2011. – С. 56–57.
24. Сьомка В.О., Мельниченко Б.Ф., Бондаренко С.М. та ін. Мінеральний склад вольфрамітоносних грейзенів Жовторіченського рудного поля (Криворізько-Кременчуцька шовна зона) // Геохимия та рудоутворення. – 2011. – Вип. 30. – С. 69–75.
25. Сьомка В.О. Вольфрамоносні скарни Братсько-Звенигородської зони Українського щита // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита : Матеріали ІV наук.-вироб. наради геологів-з'їомщиків України (8–12 жовт. 2007 р., Кривий Ріг). – Дніпроперовськ, 2007. – С. 169–172.
26. Сьомка В.О. Молібденітоносність докембрійських комплексів Українського щита // Там само. – С. 157–161.
27. Сьомка В.О. Елементи-домішки в молібденітах із докембрійських комплексів Українського щита // Геохимия та рудоутворення. – 2009. – Вип. 27. – С. 98–101.
28. Сёмка В.А., Бугаєнко В.Н., Бондаренко С.Н. Новое стратиформное рудопроявление вольфрама в Ингуло-Ингулецком районе Украинского щита // Докл. АН УССР. – 1994. – №3. – С. 123–130.
29. Сёмка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н. и др. Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 2010. – Вып. 28. – С. 90–110.
30. Шрамченко И.Ф., Стадник В.А., Осадчий В.К. Геохимия карбонатитов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1992. – 212 с.

Сёмка В.А. Генетические типы молибдено- и вольфрамоносных метасоматитов Украинского щита. Системный анализ геологоструктурной позиции и состава вещества проявлений, рудопроявлений и месторождений молибдена и вольфрама на УЩ позволяют выделить следующие генетические типы рудоносных метасоматитов: вольфрамит-касситерит-грейзеновый, шеелит-скарновый, молибденит-грейзеновый, редкоземельно-молибден-уран-ториевый, молибденит-щелочной и молибденит-пегматитовый. Главные металлогенические факторы, которые определяют локализацию основных генетических типов вольфрамо- и молибденоносных метасоматитов – структурный, литологический, магматический и минералого-геохимический.

Syomka V.O. Genetic types of Mo and W metasomatites of Ukrainian shield. Systematic analysis of geological and structural position, matter composition of manifestations, ore occurrences and deposits of molybdenum and tungsten on the Ukrainian Shield enables to identify genetic types of ore-bearing metasomatites, such as: wolframite-cassiterite-greisen, scheelite-skarn, molybdenite-greisen, rareearth-molybdenum-uranium-thorium, molybdenite-alkaline and molybdenite-pegmatite. Main metallogenic factors, which define location of the main genetic types of tungsten- and molybdenum-bearing metasomatites, are structural factor, lithological one, magmatic one and mineralogic-geochemical one.

Надійшла 02.04.2012.