Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
Національна академія наук України

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ХОМИЧ ЮРІЙ ЄВГЕНОВИЧ

УДК 553.2+549.02(477)

ДИСЕРТАЦІЯ

ГАННІВСЬКЕ РОДОВИЩЕ МОЛІБДЕНУ(КРИВОРІЗЬКА СТРУКТУРА)

103 Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ Ю.Є. Хомич

Науковий керівник — Сукач Віталій Васильович
доктор геологічних наук,
старший дослідник

Київ – 2025

АНОТАЦІЯ

Хомич Ю.Є. Ганнівське родовище молібдену (Криворізька структура). – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеню доктора філософії за спеціальністю 103 Науки про Землю. – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, 2023.

Річні потреби України у молібдені становлять 165 т і вони повністю задовольняються за рахунок привізної сировини. Водночас в межах Українського щита (УЩ) відкрито декілька родовищ і значну кількість рудопроявів та пунктів підвищеної мінералізації молібдену. Тому Україна має цілком реальні перспективи створення власної сировинної бази цього важливого металу за рахунок спрямування геологорозвідувальних робіт на найбільш перспективних об’єктах.

Як свідчить світовий досвід, молібденова руда переважно видобувається на родовищах фанерозойського віку. Проте деякі країни, зокрема Бразилія, Норвегія та деякі інші задовольняють потреби у молібденові за рахунок експлуатації середніх та дрібних рудних об’єктів, локалізованих в докембрійських утвореннях кристалічних щитів. Це дає підставу оптимістично оцінювати рудний потенціал УЩ, основою якого є два власне молібденові родовища – Ганнівське та Вербинське і два комплексні золото-молібденові – Сергіївське і Балка Золота.

Ганнівське родовище знаходиться в межах одного із головних промислових районів України – Кривбасу, що характеризується високо розвиненою гірничодобувною інфраструктурою. Зокрема, неподалік розташований однойменний кар’єр Північного гірничозбагачувального комбінату з видобутку залізистих кварцитів. Безперечно, що таке економічне положення молібденових покладів матиме суттєвий позитивний вплив на можливу розробку молібденової руди.

Попри доволі тривалу історію вивчення Ганнівського родовища зокрема і Кривбасу загалом, певні питання залишались недостатньо вивченими, серед яких: геолого-структурна позиція зруденіння, речовинний склад і первинна природа вмісного породного комплексу, закономірності у локалізації молібденіту, послідовність утворення рудних мінеральних асоціацій, генетичні особливості та вік продуктивної мінералізації.

Мета роботи полягає у з'ясуванні геологічної будови Ганнівського родовища, мінералогічного складу руд і вмісних порід, віку та генетичних особливостей молібденового зруденіння. Фактично дана робота розкриває сучасну геологічну модель родовища, яка дає змогу більш достовірно виконати якісну оцінку промислових перспектив родовища.

Найважливіші дані для реалізації поставленої мети забезпечили такі польові та лабораторні методи як вивчення керну свердловин та детальний опис зразків вмісних порід і руд, петрографічне вивчення породотвірних мінералів, дослідження рудних мінералів в аншліфах під оптичним та електронним мікроскопами, визначення складу породотвірних і рудних мінералів мікрозондовим методом, визначення хімічного складу порід і руд методом РФА, датування молібденіту ізотопним Re-Os методом. Аналітичні дослідження виконувались в лабораторіях Інституту геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України та в Центрі Джона де Лаєтера (John de Laeter Centre, JdLC), Університет Кьортина, Західна Австралія. Рядові кернові проби аналізувалися високочутливим мас спектрометричним методом на 48 елементів у провідних лабораторіях Європи (Румунія, Ірландія).

Мінералізація Ганнівського родовища локалізується переважно у метабазальтах новокриворізької світи, частково – в гранітоїдах демуринського комплексу, які їх проривають. Зруденіння за морфологією класифікується як лінійний штокверк – мінералізована зона завширшки від 15-20 м до 100 м і більше та завдовжки близько 9 км. Вона орієнтована субпаралельно контакту метабазальтів з гранітоїдами демуринського комплексу. Головний рудний мінерал молібденіт супроводжується помірною мінералізацією інших сульфідів

– піриту, піротину, рідше халькопіриту. Переважає дрібна (0,1-1 мм) вкрапленість по масі породи, рідше субзгідні нитковидні, лінзовидні смужки та дуже зрідка скупчення сульфідів у вигляді гнізд, кишень, лінзочок розміром у перші см. Молібденіт приурочений, головним чином, до кварцових, рідше – епідот-кварцових прожилків потужністю від 1 мм до 2 см. В напрямку від крайових до центральних частин зони, де зазвичай виділяється одне рудне тіло, вміст молібдену поступово зростає від 0,01 до 0,1, в окремих пробах – до 0,5%.

Наукова новизна виконаних досліджень полягає в наступному. Під час проведення робіт вперше виявлено інтрузивні мафіт-ультрамафітові тіла потужністю до 20 м. Вони складені амфіболовими метапіроксенітами, а в ендоконтактах з метабазальтами новокриворізької світи – меланократовими метагабро. Переходи між метапіроксенітами і метагабро нечіткі, поступові. Наявність такої зональності може свідчити про розшарованість первинних інтрузій. У розрізах свердловин метапіроксеніти – це зелено-сірі, зелено-темно-сірі, середньо-крупнозернисті, в крайових частинах змінюються середньо- до дрібнозернистих різновидами. Переважно вони масивні, рідше слабко розсланцьовані. Амфібол в породі представлений видовженими та ізометричними нематами розміром від 0,3 мм до 1,5 см, має виражений зелений колір, належить до групи рогової обманки. Плагіоклаз наявний в породі в незначній кількості поступово збільшується від одиничних зерен у внутрішніх частинах тіл до 5 % в напрямку до контактів інтрузій і поблизу контактів може сягати 15-20 %, де порода за нематогранобластовою структурою ідентифікується як метагабро. Метапіроксеніти можуть містити дрібну (0,1-0,5 мм) вкрапленість піриту, піротину, зрідка халькопіриту (разом до 2-3 %). Зрідка відмічаються поодинокі вкраплення гранату – альмандину розміром 2-4 мм. Потужність вивчених тіл складає за розрізом свердловин 8-11 м.

Під мікроскопом метапіроксеніти характеризуються нематобластовою, пойкілонематобластовою структурою. Для порівняно великих нематів амфіболу (чермакіт), розмір яких сягає 1-1,5 см, інколи спостерігається наявність великої кількості включень рудного мінералу (магнетиту, титано-магнетиту, титаніту)

розміром від 0,3 мм до 1,2 мм. Мінеральний склад під мікроскопом (у %): амфібол (чермакіт, зрідка актиноліт, тремоліт) – 85-90, магнетит, титано-магнетит – 10-15, плагіоклаз – одиничні зерна.

В розрізі свердловини 10 метапіроксеніти в інт. 173,6-175,5 м інтенсивно розсланцьовані, набуваючи яскраво вираженої лінзовидно-сланцюватої, звилькуватої текстури. Під мікроскопом вони мають гетеронематобластову структуру. Розмір виділень амфіболу змінюється від 0,2 мм до 2,5 мм. Мінеральний склад під мікроскопом у відсотках: амфібол (рогова обманка – чермакіт, актиноліт) – 85-90, біотит – 2-5, рудний – 1-2. Добре окреслені таблитчасті немати амфіболу нагадують реліктові форми піроксену, за рахунок якого вони утворилися.

На підставі того, що зазначені тіла метапіроксенітів проривають лише утворення метабазитів новокриворізької світи і не прослідковуються вище за розрізом у метатеригенних відкладах криворізької серії, припускається їхнє укорінення в мезоархеї – на початку неоархею, після того, як були накопичені базальтоїдні товщі новокриворізької серії.

Провідним рудогенерувальним процесом визначено кремнієво-калієвий метасоматоз – окварцювання і біотитизація. Попередні уявлення про ключову роль скарнування чи грейзенізації, на нашу думку є менш масштабними. Процес скарнування метабазальтів є локальним, а рудоносні грейзеноподібні породи в гранітах мають несуттєву частку в загальному обсязі руд.

За структурно-текстурними особливостями та просторово-часовими взаємовідносинами мінералів розрізняється рудні мінеральні асоціації, які сформувалися протягом послідовних головних чотирьох стадій. *Рання оксидна стадія* (ільменіт-магнетитова). Під час цієї стадії утворилися оксиди заліза і титану. Вони широко розповсюджені у метабазальтах та їхніх туфах, а також в метапіроксенітах. По відношенню до головної продуктивної стадії вони є дорудними.

Головна сульфідна стадія представлена молібденітом, піритом, піротином, халькопіритом, зрідка сфалеритом і шеєлітом. Мінерали цієї стадії

сформувалися в результаті гідротермально-метасоматичного перетворення вулканогенного мафітового субстрату в умовах метаморфізму зеленосланцевої і епідот-амфіболітової фацій та ультраметаморфізму.

Молібденіт локалізується переважно в зальбандах малопотужних кварцових жил і прожилків, а також у вмісних породах, де переважає дрібна (0,1-1 мм) вкрапленість. Умовно виділяють три морфологічні типи молібденіту: середньолускуваті видовжені таблички і пластинки (0,2-1,5-2 мм), дрібнолускуваті видовжені форми (10-20 мкм до 0,2 мм), а також кристали призматично-гексагонального габітусу (0,1-0,7 мм). Важливою онтогенічною особливістю мінералу є виявлення закономірних, близьких до епітаксійних, зростків молібденіту з шаруватими силікатними мінералами, такими як хлорит, біотит і мусковіт.

Пірит зустрічається повсюдно у вмісних породах і рудах. У базальтових метатуфах він присутній приблизно в тій же кількості, що і піротин, а в метабазальтах, зокрема рудоносних, переважає. Халькопірит значно поступається піротину та піриту. Сфалерит, шеєліт, галеніт і вісмутин наявні в незначній кількості або представлені рідкісними зернами.

Арсенідно-сульфоарсенідно-сульфідна (арсенова) стадія. Ця стадія спорадично відзначається в надрудних метапелітах скелюватської світи. Вона вважається потенційно золотоносною. В асоціації з мінералами арсену (льолінгіт, арсенопірит) відмічаються також пірит, піротин і халькопірит. Арсенопірит значно переважає льолінгіт за поширенням.

Пізня сульфідна стадія. Розвиток цієї асоціації пов'язується з післярудними тектоно-термальними подіями. Вона відображає більшою мірою процес перекристалізації більш ранніх мінералів, ніж нове мінералоутворення. Представлена піритом, піротином, халькопіритом.

Вперше визначено модельний вік молібденового зруденіння Ганнівського родовища за допомогою ізотопного Re-Os методу. Метод був застосований для вирішення дискусійного питання щодо віку зруденіння, оскільки в районі родовища поширені гранітоїди віком від 1.8 до 3.07 млрд років. Для аналізу

використовувалися монофракції молібденіту, відібрані з рудних інтервалів у центральній частині родовища (ділянка Червона) з керну свердловин 01 та 06. Процедура включала подрібнення, ручний відбір молібденіту, ізотопне розведення, розкладання у трубках Каріуса, відділення осмію та ренію, і аналіз за допомогою мас-спектрометра. Для трьох проб молібденіту Ганнівського родовища 1/380.6, 6/358.0 і 1/368.8 отримано значення 1852 ± 30 млн років, 2097 ± 9 млн років і 2316 ± 11 млн років. Середнє значення модельного віку становить 2088 млн років. Ці дані дають змогу стверджувати, що рудні поклади Ганнівського родовища, де молібденіт є головним мінералом-концентратором молібдену, сформувалися в палеопротерозої, в діапазоні 1.85–2.3 млрд років. Отримані результати узгоджуються з віком палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації й укорінення гранітоїдів кіровоградського комплексу близько 2 млрд та апліт-пегматоїдних гранітів 1.8 млрд років тому. Це дає підстави передбачати головну роль цих подій у формуванні зруденіння. Порівняння з Сергіївським родовищем, де вік молібденіту оцінено у 3,0-3.1 млрд років, підкреслює архейський вік формування цих об'єктів.

Результати дисертаційної роботи мають важливе практичне значення. Вони можуть бути використані для оцінки перспектив молібденової мінералізації Українського щита та для проведення геологорозвідувальних робіт на молібден в межах Криворізько-Кременчуцької шовної зони та інших палеопротерозойських регіонах. Крім того, одержані результати є корисними для використання у навчальному процесі у вищих навчальних закладах геологічного профілю.

Ключові слова: Ганнівське родовище молібдену, метабазальт, амфіболовий метапіроксеніт, молібденіт, пірит, піротин, палеопротерозой, Re-Os ізотопний метод, Криворізький басейн, Середньопридніпровський мегаблок, Інгульський мегаблок, Український щит.

ABSTRACT

Khomych Yu.Ye. Hannivka molybdenum deposit (Kryvyi Rih structure). – Qualifying scientific work on the rights of a manuscript.

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in specialty 103 Earth Sciences. – M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2025.

The annual molybdenum demand in Ukraine amounts to 165 t, which is entirely satisfied by imported raw materials. At the same time, several deposits and a significant number of ore occurrences and high-grade molybdenum mineralization sites have been discovered within the Ukrainian Shield (USh). Therefore, Ukraine has quite realistic prospects for creating its own raw material base for this important metal by focusing exploration on the most promising deposits.

Global experience shows that molybdenum ore is mainly mined from deposits of Phanerozoic age. However, some countries, including Brazil, Norway and some others, meet their molybdenum needs by exploiting medium and small ore deposits localized in Precambrian crystalline formations. This provides a basis for an optimistic assessment of the USh's ore potential, which is underpinned by two primary molybdenum deposits – Hannivka and Verba – and two complex gold-molybdenum deposits – Serhiivka and Balka Zolota

The Hannivka deposit is located within one of the main industrial regions of Ukraine – Kryvbas, characterized by a highly developed mining infrastructure. Specifically, a quarry of the Northern Mining and Processing Plant, which extracts ferruginous quartzites, is located nearby. Undoubtedly, such an economic location of molybdenum deposits will have a significant positive impact on the potential development of molybdenum ore.

Despite the rather long history of studying the Hannivka deposit in particular and Kryvbas in general, a number of questions remained insufficiently studied, namely: the geological-structural position of the mineralization, the composition and

origin of the host rock complex, the sequence of formation of ore mineral associations, genetic features and age of productive mineralization..

The aim of the study is to determine the geological structure of the Hannivka deposit, the mineralogical composition of ores and host rocks, and the age and genetic characteristics of molybdenum mineralization. In fact, this work reveals a modern geological model of the deposit, which allows for a more reliable assessment of the deposit's industrial prospects.

The most important data for the realization of this goal was provided by such field and laboratory methods: study of borehole cores and detailed description of ore and host rock samples, petrographic study of rock-forming minerals, investigation of ore minerals in polished sections under optical and electron microscopes, determination of the composition of rock-forming and ore minerals by microprobe analysis, determination of the chemical composition of rocks and ores by XRF method, and dating of molybdenite by the Re-Os isotopic method. Analytical studies were performed in the laboratories of the M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine and at the John de Laeter Centre (JdLC), Curtin University, Western Australia. Ordinary core samples were analyzed by high-sensitivity mass spectrometry for 48 elements in leading laboratories in Europe (Romania, Ireland).

Mineralization of the Hannivka deposit is localized mainly in metabasalts of the Novokryvyi Rih suite, and partially in granitoids of the Demuryne complex that intruded them. Structurally, the mineralization is classified as a linear stockwork – a mineralized zone varying in width from 15-20 m to over 100 m and extending for approximately 9 km, oriented sub-parallel to the contact between metabasalts and granitoids of Demuryne complex. The main ore mineral molybdenite is accompanied by moderate mineralization of other sulfides, such as pyrite, pyrrhotite, and rarely chalcopyrite. Fine (0.1-1 mm) dissemination throughout the rock mass predominates, less commonly occurring as subconcordant filamentous, lenticular bands, and very rarely as nest-like accumulations of sulfides up to the first centimeters in size. Molybdenite is primarily associated with quartz veinlets with a thickness ranging

from 1 mm to 2 cm. In the direction from the marginal to the central parts of the zone, where typically a single ore body is distinguished, the molybdenum content gradually increases from 0.01% to 0.1%, and in individual samples, it reaches up to 0.5%.

During the study, intrusive mafic-ultramafic bodies up to 20 m thick were discovered for the first time. They are composed of amphibole metapyroxenites and melanocratic metagabbro in endocontact with metabasalts of the Novokryvyi Rih suite. Transitions between metapyroxenites and metagabbros are indistinct and gradual. The presence of such zonation may indicate the layered nature of the primary intrusions. In borehole sections, metapyroxenites are green-grey to dark-green-grey, medium- to coarse-grained rocks, grading into medium- to fine-grained varieties in their marginal parts. They are predominantly massive, rarely weakly foliated. Amphibole in the rock is represented by elongated and isometric nematoblasts ranging in size from 0.3 mm to 1.5 cm, displaying a green color, and belongs to the hornblende group. Plagioclase is present in the rock in insignificant amounts, gradually increasing from single grains in the internal parts of the bodies to 5% towards the contacts of intrusions, and near the contacts it can reach 15-20%, where the rock is identified as metagabbro based on its nematogranoblastic texture. Metapyroxenites may contain fine (0.1-0.5 mm) dissemination of pyrite, pyrrhotite, and rarely chalcopyrite (up to 2-3% in total). Occasionally, single inclusions of almandine garnet, 2-4 mm in size, are noted. The thickness of the studied bodies, according to borehole sections, is 8-11 m.

Based on the fact that this amphibole metapyroxenite bodies only intrude the metabasite formations of the Novokryvyi Rih suite and are not observed higher in the section within the metaterrigenous sediments of the Kryvyi Rih series, their emplacement is assumed to have occurred in the Mesoarchean – Early Neoarchean, after the accumulation of the basaltic successions of the Novokryvyi Rih suite.

Metapyroxenites are characterized by nematoblastic, poikillite-nematoblastic texture under the microscope,. For relatively large nematoblasts of amphibole (tschermakite), which are 1-1.5 cm in size, a large number of inclusions of ore

minerals (magnetite, titanium magnetite, titanite) ranging in size from 0.3 mm to 1.2 mm are sometimes observed. Mineral composition under the microscope (in %): amphibole (tschermakite, occasionally actinolite, tremolite) – 85-90, magnetite, titanium-magnetite – 10-15, plagioclase – single grains.

In borehole section 10, the metapyroxenites in the interval of 173.6-175.5 m are intensely foliated, acquiring a distinctly pronounced lenticular-schistose, convoluted texture. Under the microscope, they exhibit a heteronematoblastic texture. The size of amphibole segregations varies from 0.2 mm to 2.5 mm. The mineral composition under the microscope in percentages is: amphibole (hornblende – tschermakite, actinolite) – 85-90%, biotite – 2-5%, and ore mineral(s) – 1-2%. The well-defined tabular grains of amphibole resemble the relict forms of pyroxene, due to which they were formed.

Based on the fact that these metapyroxenite bodies only penetrate the metabasites of Novokryvyi Rih suite and are not traced higher in the section within the metaterrigenous sediments of the Kryvyi Rih series, their emplacement is presumed to have occurred in the Mesoarchean – at the beginning of the Neoarchean, after the basaltoid successions of Novokryvyi Rih suite were deposited.

The leading ore-generating process has been identified as siliceous-potassium metasomatism, specifically silicification and biotitization. Previous notions regarding the key role of skarnization or greisenization require correction, as skarnization processes in metabasalts are localized, and ore-bearing greisens in granites constitute an insignificant portion of the total ore volume.

The structural and textural features and spatial and temporal relationships of minerals distinguish ore mineral associations that have formed during four successive stages. The Early oxide stage (ilmenite-magnetite) is one such stage. During this stage, iron and titanium oxides were formed. They are widely distributed in metabasalts and their tuffs, as well as in metapyroxenites. In relation to the main productive stage, these oxides are considered pre-ore

The main sulfide stage is represented by molybdenite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, and occasionally sphalerite and scheelite. The minerals of this stage

were formed as a result of hydrothermal-metasomatic transformation of the volcanogenic mafic substrate under conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies metamorphism and ultrametamorphism.

Molybdenite is predominantly localized in the selvages of thin quartz veins and veinlets, as well as in the host rocks, where fine (0.1-1 mm) dissemination prevails. Three morphological types of molybdenite are conventionally distinguished: medium-flaky elongated tables and plates (0.2-1.5-2 mm), fine-flaky elongated forms (10-20 μm to 0.2 mm), and prismatic-hexagonal habit crystals (0.1-0.7 mm). An important ontogenetic feature is the discovery of regular, near-epitaxial intergrowths of molybdenite with layered silicate minerals, such as chlorite, biotite, and muscovite.

Pyrite is found everywhere in host rocks and ores. It is present in metabasalt tuffs in approximately the same amount as pyrrhotite, and prevails in metabasalt lavas, including ore-bearing ones. Chalcopyrite is significantly subordinate to pyrrhotite and pyrite. Sphalerite, scheelite, galena, and bismuthinite are present in minor amounts or as rare grains.

Arsenide-sulfoarsenide-sulfide (arsenic) stage. This stage is sporadically observed in the overlying metapelites of the Skeliuvatka suite. It is considered potentially gold-bearing. In association with arsenic minerals (lollingite, arsenopyrite), pyrite, pyrrhotite, and chalcopyrite are also present. Arsenopyrite is significantly more abundant than lollingite.

Late sulfide stage. The development of this association is related to post-ore tectono-thermal events. It primarily reflects the recrystallization of earlier minerals rather than new mineral formation. It is represented by pyrite, pyrrhotite, and chalcopyrite.

The model age of molybdenum mineralization at the Hannivka deposit has been determined for the first time using the isotopic Re-Os method. This method was applied to address the debated question regarding the age of mineralization, given that granitoids ranging from 1.8 to 3.07 Ga are widespread in the vicinity of the deposit. The analysis was performed on molybdenite monofractions sampled from ore intervals in the central part of the deposit (Chervona site) from the cores of

boreholes 01 and 06. The procedure included crushing, manual selection of molybdenite, isotopic dilution, decomposition in Carius tubes, separation of osmium and rhenium, and analysis by mass spectrometry. For three molybdenite samples from the Hannivka deposit (1/380.6, 6/358.0, and 1/368.8), Re-Os model ages of 1852 ± 30 Ma, 2097 ± 9 Ma, and 2316 ± 11 Ma were obtained, respectively. The average model age is 2088 Ma. These data indicate that ore bodies of the Hannivka deposit, where molybdenite is the main molybdenum-bearing mineral, formed during Paleoproterozoic within the range of 1.85–2.3 Ga. The results are consistent with the age of Paleoproterozoic tectono-magmatic activization and emplacement of the granitoids of the Kirovohrad complex around 2.0 Ga and the aplite-pegmatoid granites at 1.8 Ga. This provides grounds to assume the key role of these events in ore formation. A comparison with the Serhiivka deposit, where the molybdenite age is estimated at 3.0-3.1 Ga, highlights the different timing of formation of these deposits.

The results of this thesis have significant practical value. They can be used to assess the prospects for molybdenum mineralization within the Ukrainian Shield and to conduct geological exploration for molybdenum within the Kryvyi Rih–Kremenchuk suture zone and other Paleoproterozoic regions. Furthermore, the obtained results are valuable for teaching geology at higher education institutions.

Keywords: Hannivka molybdenum deposit, metabasalt, amphibole metapyroxenite, molybdenite, pyrite, pyrrhotite, Paleoproterozoic, Re-Os isotope method, Kryvyi Rih basin, Middle Dnipro megablock, Ingul megablock, Ukrainian Shield.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

1. **Хомич Ю. Є.**, Сукач В. В., Шумлянський Л. В., Бондаренко С. М., Сьомка В. О., Тессаліна С., Решетник М. М. Re-Os вік молібденіту Ганнівського родовища, Криворізька структура, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2025. – № 2. – С. 15-21. https://doi.org/10.31996/mru.2025.2.15-21 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

2. Сукач В.В., Баряцька Н.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., **Хомич Ю.Є.**, Решетник М.М., Котенко М.С. Молібденова мінералізація Ганнівського родовища, Криворізька структура. Мінерал. журн. 2023. 45, № 4. С. 84—99. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.04.084 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

3. Сукач В.В., Ісаков Л.В., **Хомич Ю.Є.** Мінералого-геохімічна характеристика рідкісноземельного зруденіння у Середньому Придніпров'ї (на прикладі Котлярівського рудопрояву) // Мінеральні ресурси України. – 2024. – № 4. – С. 8–15 https://doi.org/10.31996/mru.2024.4.8-15 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

4. Сукач В.В., Ісаков Л.В., Гоголев К.І., Котенко М.С., **Хомич Ю.Є.** Пегматити Сурської та Верхівцівської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2023. – № 3. – С. 8–16 https://doi.org/10.31996/mru.2023.3.8-16 *(Фахове видання).*

5. Ісаков Л.В., Сукач В.В., **Хомич Ю.Є.** Мінералого-геохімічні особливості Гурівського комплексного P-U-TR рудопрояву, Інгульський мегаблок, Український щит // Геохімія та рудоутворення. – Вип. 44 – 2023. – С. 47–62. https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.047 *(Фахове видання).*

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

6. **Хомич Ю.**, Сукач В., Бондаренко С. Рудна мінералізація Ганнівського родовища молібдену Криворізька структура / *Стан, проблеми і перспективи*

розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні : Матеріали Тринадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (Львів–Чинадійово, 12–14 вересня 2024 р.) / Відп. ред. М. Павлунь. - Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2024. – с. 187 - 191.

7. **Хомич Ю.** Метапіроксеніти в розрізі Ганнівського родовища молібдену (Криворізька структура) / *Геологічна будова та корисні копалини України :* Збірник матеріалів Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (Київ, 2-3 жовтня 2023 р.) / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2023. – с. 25 - 28.

8. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., **Хомич Ю. Є.** Золото-молібденові родовища і рудопрояви в зеленокам'яних поясах Середнього Придніпров'я: перспективи комплексного вивчення та освоєння / *Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво :* матеріали V Міжнар. геол. форуму (Одеса, Україна 18–23 червня 2018 р.) / Київ: УкрДГРІ, 2018. С. 298–301.

ЗМІСТ

ВСТУП 18

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО МІНЕРАЛІЗАЦІЮ МОЛІБДЕНУ В ДОКЕМБРІЇ 24

1.1 Поширення родовищ молібдену в докембрії 24

1.2 Мінералізація молібдену в межах Українського щита 27

РОЗДІЛ 2. СТАН ВИВЧЕНОСТІ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ ТА ОБГРУНТУВАННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ 35

2.1 Історія геологічного вивчення 35

2.2 Обґрунтування постановки досліджень 38

2.3 Фактичний матеріал та методи досліджень 40

РОЗДІЛ 3. СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ ТА ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ 43

3.1 Геолого-структурне положення 43

3.2 Стратифіковані утворення 46

3.2.1 Новокриворізька світа 46

3.2.2 Кордієрит-антофілітовий горизонт 53

3.2.3 Скелюватська світа 58

3.2.4 Саксаганська світа 61

3.3 Нестратифіковані утворення 62

3.3.1 Дніпропетровський комплекс 62

3.3.2 Демуринський комплекс 63

3.3.3 Кіровоградський комплекс 64

3.3.4 Комплекс метапіроксенітів, метагабро 65

3.4 Метасоматичні утворення 72

3.5 Корисні копалини району Криворізької структури 73

РОЗДІЛ 4. ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗВИТКУ РУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ТА БУДОВА МОЛІБДЕНОВОРУДНИХ ЗОН 76

4.1 Характеристика рудних (рудоносних) зон і рудних тіл 76

4.1.1 Мінералізація в метабазальтах новокриворізької світи 80
4.1.2 Мінералізація в гранітоїдах демуринського комплексу..... 93
РОЗДІЛ 5. МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНИХ МІНЕРАЛІВ 99
5.1 Молібденіт – головний рудний мінерал..... 99
5.1.1 Розмірно-морфологічні особливості молібденіту 99
5**.1.2 Мінеральні зростки молібденіту із силікатами** 105
5.2 Магнетит, ільменіт..... 107
5.3 Пірит 108
5.4 Піротин..... 110
5.5 Халькопірит 111
5.6 Льолінгіт, арсенопірит 112
5.7 Сфалерит, шеєліт, галеніт, вісмутин..... 113
5.8 Рудні асоціації та послідовність їх утворення 114
РОЗДІЛ 6. ХАРАКТЕРИСТИКА СУПУТНЬОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ.... 116
РОЗДІЛ 7. ГЕНЕЗИС ТА ВІК МОЛІБДЕНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ . 120
7.1. Генетичні особливості мінералізації молібдену в зеленокам'яних структурах 120
7.2 Re-Os вік молібденіту Ганнівського родовища..... 123
РОЗДІЛ 8. ПЕРСПЕКТИВИ РОЗРОБКИ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ 130
ВИСНОВКИ 133
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ 136
ДОДАТОК..... 148

ВСТУП

Актуальність роботи. Молібден є стратегічно важливим металом, який широко використовується в металургії, хімічній промисловості, виробництві електроніки, військової техніки та авіакосмічній галузі. В умовах сучасного розвитку економіки, особливо в контексті воєнного стану і повоєнного відновлення України, дослідження власної мінерально-сировинної бази молібдену набуває особливого значення.

Річні потреби України у молібдені за відкритими джерелами становлять понад 150 т і вони повністю задовольняються за рахунок привізної сировини, але Україна має реальні перспективи створення власної сировинної бази цього важливого металу за рахунок спрямування геологорозвідувальних робіт на розвідку наявних та пошук нових родовищ. За останні роки в Україні виявлена велика кількість рудопроявів та пунктів мінералізації молібдену, які локалізуються в межах УЩ.

Як відомо, головний обсяг промислової мінералізації сформувався у протерозої (більше 90 %), переважно разом з міддю у складі комплексних родовищ порфірового типу. Частка зруденіння молібдену в ранньодокембрійських утвореннях не перевищую 4 % їхньої загальної кількості [22, 28], проте не є рідкісним в межах архей-протерозойських провінцій. Значною мірою це стосується УЩ, на теренах якого виявлено 4 родовища та близько 200 рудопроявів і пунктів мінералізації цього металу. Найчастіше це комплексні об’єкти, руди яких містять молібден як супутній компонент поряд з літієм, ураном, рідкісними землями, золотом. Серед власне молібденових виділяється Ганнівське родовище в межах Криворізько-Кременчуцької зони на межі Середьопридніпровського мегаблоку з Інгульським та Вербинське – у Волинському мегаблоці [88, 10, 23]. Значна мінералізація розвинена у зеленокамяних поясах Середьопридніпровського мегаблоку, зокрема у Сурській зеленокам’яній структурі (ЗКС), де відомі два комплексні золото-молібденові родовища Сергіївське і Балка Золота [44]. Це дає змогу

оптимістично оцінювати рудний потенціал УЩ на цю корисну копалину. Тим більше, що існує значний світовий досвід (скандинавські країни, Бразилія та ін.) експлуатації середніх та дрібних родовищ в докембрійських утвореннях.

Ганнівське родовище молібдену є одним із найбільш перспективних в Україні. Воно локалізоване у ранньодокембрійських метаморфізованих вулканогенно-осадових комплексах Криворізької структури. В ході попередніх досліджень було систематизовано дані щодо розміщення мінералізації молібдену у вулканогенно-осадових товщах Кривбасу загалом, з'ясовано закономірності їх поширення та локалізації в межах родовища, запропоновано можливі генетичні моделі формування молібденового зруденіння, вивчено мінералого-геохімічні особливості руд, навколорудних метасоматитів і вмісних порід. Однак деякі із цих питань не отримали достатнього обґрунтування або залишалися невирішеними чи дискусійними, а відтак потребували всебічного та ґрунтовного довивчення, зокрема: геолого-структурні особливості родовища та закономірності локалізації молібденової мінералізації; мінеральний склад руд, порід і метасоматитів та послідовність формування головних мінеральних асоціацій в рудах; вік та зв'язок формування молібденової мінералізації зі становлення того чи іншого гранітоїдного комплексу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційні дослідження виконувалися в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України в рамках науково-дослідних робіт за бюджетною тематикою відділу геології та геохімії рудних родовищ. Зокрема, «Критерії прогнозу комплексних золото-молібденових родовищ у зеленокам'яних структурах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита», 2017-2021 рр. (державний реєстраційний № 0117U002487), «Апліт-пегматоїдні граніти Українського щита: геохімія, геохронологія та рудоносність», 2021-2025 рр. (державний реєстраційний № 0121U109054).

Мета роботи: з'ясувати геологічну будову, послідовність формування рудних мінералів і їхніх асоціацій, генетичні особливості та вік зруденіння

Ганнівського родовища молібдену в Криворізькій структурі, як основи для оцінки його промислового значення та перспектив освоєння.

Завдання дослідження: Для досягнення поставленої мети вирішувалися наступні завдання: - уточнити геологічну будову і структуру Ганнівського родовища; - деталізувати закономірності локалізації молібденової мінералізації; - надати характеристику головних петрографічних типів рудовмісних порід; - з'ясувати мінеральний склад руд і визначити послідовність формування рудних мінералів та їхніх асоціацій; - схарактеризувати головні рудні мінерали; - виконати прецизійні мінералого-геохімічні дослідження головного рудного мінералу молібденіту; - визначити вік молібденіту та можливий зв'язок його формування з процесами становлення того чи іншого гранітоїдного комплексу; - за отриманими даними сформулювати висновок про доцільність подальшого вивчення родовища та можливого промислового освоєння, з урахуванням супутніх корисних компонентів родовища.

Об'єкт дослідження – Ганнівське родовище молібдену, яке розташоване у межах Криворізької структури Українського щита.

Предмет дослідження – геолого-структурні, мінералогічні, геохімічні та генетичні особливості молібденових руд та вмісних порід.

Методи дослідження. Під час проведення досліджень автор застосовував такі методи: аналіз та узагальнення літературних джерел; вивчення керну свердловин та детальний опис зразків вмісних порід, метасоматитів і руд; петрографічне визначення і вивчення породотвірних мінералів у шліфах; дослідження рудних мінералів в аншліфах під оптичних мікроскопом; електронно-мікроскопічне вивчення породотвірних і рудних мінералів; рентгенівський флуоресцентний аналіз (РФА) для визначення хімічного складу порід і руд; ізотопним Re-Os методом визначався вік молібденіту; обробка, аналіз та узагальнення лабораторних даних.

Аналітичні дослідження виконувались в лабораторіях Інституту геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України та в Центрі

Джона де Лаєтера (John de Laeter Centre, JdLC), Університет Кьортина, Західна Австралія.

Наукова новизна одержаних результатів. В результаті виконаних досліджень уточнено та деталізовано геолого-структурну позицію і геологічну будову Ганнівського родовища молібдену, визначено головні закономірності розвитку та локалізації зруденіння, з'ясовано послідовність формування головних мінеральних асоціацій в рудах, охарактеризовано рудні мінерали, детально досліджено головний рудний мінерал — молібденіт Отримані результати дають змогу висунути до захисту такі **наукові положення:**

1. Уточнено послідовність формування рудних мінеральних асоціацій. Виділено чотири послідовні стадії рудоутворення Ганнівського родовища молібдену: рання оксидна (ільменіт-магнетитова); продуктивна сульфідна з молібденітом; арсенідно-сульфоарсенідно-сульфідна; пізня сульфідна.

2. Вперше виявлено та вивчено малопотужні до 20 м інтрузивні мафіт-ультрамафітові тіла, які перетинають мезоархейські стратифіковані метабазальти новокриворізької світи. Вони складені амфіболовими метапіроксенітами, а в крайових частинах тіл – меланократовими метагабро. У палеопротерозойських метаосадках скелюватської світи криворізької серії вони не прослідковуються, на підставі чого припускається їхнє укорінення в мезоархеї – на початку неоархею.

3. Вперше визначено модельний вік молібденового зруденіння Ганнівського родовища. Молібденіт з центральної частини родовища (ділянка Червона) характеризується значеннями 1852 ± 30, 2097 ± 9 і 2316 ± 11 млн років, у середньому – 2088 млн років. Це дає підставу стверджувати, що рудні поклади, в яких молібденіт є головним мінералом-концентратором молібдену, сформувалися в палеопротерозої. Отримані дані узгоджуються з часом укорінення палеопротерозойських гранітоїдів кіровоградського комплексу близько 2 млрд років тому або асоціації апліт-пегматоїдних гранітів 1,8 млрд років тому, що передбачає головну роль цих подій у формуванні зруденіння.

Практичне значення отриманих результатів. Результати дисертаційної роботи можуть бути використані для: - оцінки перспектив молібденової мінералізації Українського щита; - проведення геологорозвідувальних робіт на молібден в межах Криворізько-Кременчуцької шовної зони та інших палеопротерозойських регіонах УЩ; - навчального процесу у вищих навчальних закладах геологічного профілю.

Особистий внесок здобувача. В основу роботи покладено новітні фактичні матеріали пошуково-оціночних робіт, виконані в межах Ганнівського родовища у 2020-21 рр., зокрема керн 10 колонкових свердловин та результати виконаних автором комплексних мінералого-геохімічних досліджень зразків головних типів рудовмісних порід, молібденових руд і метасоматитів. Автор також опрацював у 2017-2018 рр. та 2022-25 рр. під час навчання в аспірантурі наявні опубліковані та архівні матеріали про мінералізацію молібдену Ганнівського родовища, геологічну будову та рудоносність Криворізької структури, а також Криворізько-Кременчуцької шовної зони та суміжних територій Середньопридніпровського й Інгульського мегаблоків УЩ.

Особистий внесок здобувача в публікаціях, написаних у співавторстві: у роботах [37, 54, 56] – постановка завдання, збір та аналіз геологічних матеріалів, опис досліджуваних зразків, петрографічні та мінералогічні дослідження, аналіз й узагальнення отриманих даних, складання висновків; у стаття [12, 38, 39] описано геологічну будову досліджених рудопроявів, узагальнено літературні дані щодо зруденіння REE на прилеглих до Криворізької структури територіях Інгульського та Середньопридніпровського мегаблоках УЩ; у тезах [47] пропрацьовано літературу, виконано огляд рудопроявів молібдену в межах Середнього Придніпров'я.

Апробація результатів дисертації. Основні результати дисертаційної роботи були представлені на наступних конференціях: V Міжнародний геологічний форум «Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво» (Геофорум-2018, м. Одеса, 2018); Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «Геологічна будова та корисні копалини

України» (м. Київ, 2023); XIII наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка “Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні” (м. Львів, 2024)

Публікації. Головні положення дисертації розкриваються у 8 публікаціях, в тому числі 3 статі у наукових фахових виданнях України, які включені до міжнародної наукометричної бази Scopus, 2 статті у фахових наукових періодичних виданнях України та 3 тези доповідей на міжнародних та всеукраїнських наукових конференціях.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація, загальним обсягом 149 сторінок, містить Вступ, 8 розділів, Висновки, Список використаних джерел зі 97 найменувань та Додаток зі списком публікацій здобувача за темою дисертації. Текст роботи супроводжується 44 малюнками та 9 таблицями.

Дисертаційну роботу виконано у відділі геології та геохімії рудних родовищ Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України під науковим керівництвом доктора геологічних наук В.В. Сукача, якому автор щиро вдячний за допомогу, підтримку та всебічне сприяння у вирішенні будь-яких питань, які виникали протягом підготовки роботи. За цінні поради і критичні зауваження автор висловлює вдячність академіку НАН України О.М. Пономаренку, член-кореспонденту НАН України Л.М. Степанюку, докторам геол.-мін. і геол. наук В.О. Сьомці, Л.В. Ісакову, К.Є. Шнюковій, кандидатам геологічних наук М.О. Донському, К.В. Вовк, С.М. Бондаренку, І.А. Самборській, В.М. Бельському, К.І. Гоголеву. За допомогу у виконанні лабораторних досліджень та оформленні дисертації автор вдячний Л.І. Канунніковій, О.В. Ковтуну, О.Б Бондаренко.

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО МІНЕРАЛІЗАЦІЮ МОЛІБДЕНУ В ДОКЕМБРІЇ

Промислові скупчення молібдену поділяються на три основні генетичні типи: плутоно-гідротермальний, скарновий і грейзеновий. Кожен із них включає кілька рудних формацій, серед яких головними є мідно-молібденова, власне молібденова та вольфрам-молібденова. Також він може досягати промислових концентрацій у вуглисто-кременистих і вуглисто-глинистих сланцях разом із ураном, ванадієм, міддю, рідкісноземельними елементами, а в окремих випадках – з нікелем, платиною та золотом. Однак складність технологічного вилучення металів робить такі родовища малопридатними для промислового освоєння. За характером залягання молібденові родовища поділяються на чотири основні промислові типи: штокверковий, пласто- та лінзоподібний, жильний і брекчієвий.

1.1 Поширення родовищ молібдену в докембрії

Частка молібденових родовищ в докембрії від їхнього загального обсягу за різними оцінками складає від 2 % до 5 % [28]. За винятком відкритого у 80-х роках минулого століття родовища Лобаш у Карелії [53] всі вони відносяться до дрібних і середніх за запасами. З їх числа експлуатувалось лише кілька молібденових об’єктів Канади (Ля-Корн, Прейсак), Норвегії (Кнабен) і Фінляндії (Мятясвара) [70, 72, 73, 77, 95 та ін.]. Відпрацьоване родовище Ля-Корн є найбільшим на Канадському щиті і знаходиться на заході провінції Квебек. Воно складається з кількох ділянок, орієнтованих вздовж північно-західного контакту масиву протерозойських біотитових гранітів зі сланцями архейського віку. Середній вміст молібдену у рудах складав 0,25 %. Попутно з молібденом видобувався вісмут.

На родовищі Прейсак, що знаходиться у районі Норанда провінції Квебек вісмут-молібденова мінералізація пов’язана з контактовими зонами протерозойських гранітних батолітів і архейських сланців. Зруденілими є

пегматоїдні граніти, збагачені мусковітом, пегматитові дайки у кристалосланцях, а також кварцові жили, що січуть біотитові граніти. Промислове значення мали штокверкові руди, які містили 7,8 тис. т молібдену за середнього вмісту 0,216 % (до 0,36 %) і 0,053 % вісмуту. Родовище Прейсак, як і Ля-Корн, було відпрацьоване у 70-і роки XX ст.

Згадані вище родовища Кнабен і Мятясвара знаходяться у межах Фенноскандинавського щита і їхня розробка також завершена. Родовище Кнабен у південній Норвегії [95] представлено зоною катаклазу у докембрійських амфіболітах, граніто-гнейсах, які січуться неопротерозойськими гранітами. Кварц-молібденітові жили і ділянки мінералізованих гранітів утворюють меридіональний пояс завдовжки 20 км і завширшки 1,5 км. Середній вміст молібдену в рудах складав 0,15 % (до 0,3 %). Розробка родовища велася з другої половини XI ст. до середини 1970-их років. В асоціації з молібденітом у рудах відмічалися пірит, піротин і халькопірит.

Молібденова мінералізація родовища Мятясвара у східній Фінляндії пов’язана з мікрокліновими гранітами, які проривають сірі гнейси, а також пегматитами і кварцовими жилами [73, 72, 95]. Для молібденоносної зони відмічалось характерне окремніння. У рудах окрім молібденіту описувалися халькопірит, пірит, піротин, сфалерит, галеніт, шеєліт, повеліт. Вважається, що зруденіння віком 2,79 млрд років асоційоване з мікрокліновими гранітами. На родовищі за період 1940-1947 рр. було видобуто 1400 т молібдену. Крім описаного родовища, у Фінляндії виявлений цілий ряд молібденових рудопроявів -– Аутаяуре, Раутіо, Перхо, Вітасарі, Варпаранта, Ківіломполо, Тепасто та інші.

Дрібні родовища і рудопрояви молібдену відома також на території Фенноскандинавського щита. Вони відносяться до двох головних рудних формацій [28]: 1) молібденової у гранітах і зонах розсланцювання (Ялонварське, Кочкомське, Бергаульське та ін.); 2) молібденової у кварцових жилах і грейзенах (Яурійське, Інварське та ін.). Водночас у Карелії відкрито та розвідано перше крупне молібденове родовище докембрійського віку – Лобаш

[53], на якому молібденовий штокверк розташований над апікальним виступом сублужних калієвих порфіроподібних гранітів, в той час як в ендоконтакті зосереджено не більш 10 % рудних покладів. Дане родовище розглядається у розділі 5 як один із аналогів молібденового зруденіння в архейських ЗКС.

У межах Африканської платформи молібденові родовища і рудопрояви відомі у Нігері, Верхній Вольті, Березі Слонової Кістки, Сьєрра-Леоне, Єгипті [22]. На Австралійському континенті до числа молібденових об'єктів докембрійського віку можна віднести штокверкове мідно-молібденове зруденіння Маунт-Малгайн у південно-східній частині провінції Йілгарн. Воно локалізовано у зеленокам'яних вулканогенних породах, зім'ятих у складки субмеридіонального напрямку і порушених розривними зонами, пов'язаними з субширотними складками. Поряд з молібденом руди містять промислову вольфрамову мінералізацію (в середньому 0,15 % WO_3) і реній. Серед інших молібденових об'єктів докембрійського віку можна відмітити Талдомське жильне родовище на Алданському щиті, що тяжіє до протерозойських гранітів [28].

За виконаним аналізом літератури можна відмітити, що в цілому докембрійське молібденове зруденіння за набором і розповсюдженням рудних формацій мало чим відрізняється від фанерозойського. На древніх кратонах як у молодих структурах найпоширенішим є мінералізація молібденітової, кварц-молібденіт-серицитової і кварц-молібденітової формацій. Менш характерне докембрійське зруденіння кварц-молібденіт-халькопірит-серицитової формації.

Промислові концентрації молібдену в межах УЩ представлені трьома головними генетичними типами: плутоно-гідротермальним, скарновим і грейзеновим [88, 50]. У кожному з них виділяється кілька рудних формацій, головними з яких є мідно-молібденова, власне молібденова і вольфрам-молібденова. Як супутній рудний компонент молібден присутній також у вулканогенно-гідротермальних молібден-уранових і рідкіснометалевих карбонатитових родовищах. У значних кількостях він також наявний у промислових концентраціях у вуглисто-кременистих і вуглисто-глинистих

сланцях. За умовами залягання виділяються чотири промислових типи молібденових родовищ: штокверковий, пласто- і лінзоподібний, жильний і брекчієвий.

1.2 Мінералізація молібдену в межах Українського щита

На території України відомі декілька родовищ та численні рудопрояви і пункти мінералізації молібдену, що свідчить про значний потенціал на цей метал, в першу чергу, докембрійських комплексів Українського щита. Генетично переважна частина мінералізації належить до плутоно-гідротермального та порфірового типу, представлена молібден-кварцовою, молібден-порфіровою, золото-молібден-порфіровою, рідше вольфрам-молібден-порфіровою формаціями. В усіх генетичних типах головним рудним мінералом є молібденіт.

Відомо близько 200 об'єктів молібдену, які поширені практично у всіх мегаблоках УЩ [22]. Як найбільш перспективні можна розглядати Середньопридніпровський, Волинський та Приазовський.

У Волинському мегаблоці молібденова мінералізація асоціюється з габро-діорит-гранітними утвореннями осницького комплексу. Тут відоме родовище Вербинське та рудопрояви Віровський, Ясногірський та Томашгородський, а також Пержанський рудопрояв, пов'язаний із калієвими метасоматитами (пертозитами). Підвищені концентрації молібдену зафіксовані в кварцових сієнітах букинського і пегматитах коростенського комплексів, а також у сієнітах Яструбецького масиву.

У Приазовському регіоні мінералізація молібдену приурочена до лужних сієнітів, гранітів і пегматитів Октябрського масиву, а також до фенітів і кварцових жил чернігівського комплексу. Виявлені також рудопрояви у гранітних жилах серед залізистих кварцитів Мангуського залізорудного родовища, у кварцових прожилках серед ортитових гранітів салтичанського комплексу і аплітоїдних гранітах серед кварцових діоритів обіточненського комплексу.

Молібденова мінералізація у Дністровсько-Бузькому мегаблоці пов’язана з метасоматично зміненими ультрабазитами капітанського комплексу під впливом укорінення гранітоїдів побузького комплексу. Тут відомі Майський та Липовеньківський рудопрояви, а також молібденові зони на контакті чарнокітів вінницького комплексу з бердичівськими гранітами.

У Росинсько-Тікицькому регіоні мінералізація простежується в гранітоїдах Фастівського комплексу, у пегматитах Уманського комплексу та в ультрабазитах поблизу Рокитного.

В Інгульському мегаблоці молібденова мінералізація представлена кварцовими жилами серед гнейсів, що оточують Новоукраїнський і Корсунь-Новомиргородський плутони.

Середньопридніпровський мегаблок є одним із найбільш перспективних, так як в його межах виявлено найбільшу кількість молібденових об’єктів (Рис. 1.1) у порівнянні з іншими мегаблоками УЩ: три родовища, комплексні золото-молібденові Сергіївське і Балка Золота [44, 47] та власне молібденове Ганнівське [37], а також 39 рудопроявів і пунктів мінералізації [50]. Молібденові рудопрояви в регіоні зафіксовані також у токівських гранітах біля с. Олександрівка, в ур. „Водоспад” (зони окварцювання і грейзенізації); у гранітах демуринського комплексу біля сс. Кудашівка, Дериївка і Первозванівка (кварцові гнізда і жили аплітоїдних гранітів); у кварцових жилах, пов’язаних із саксаганськими плагіогранітами (с. Шмаківка); у скарнах біля с. Червоний Шахтар.

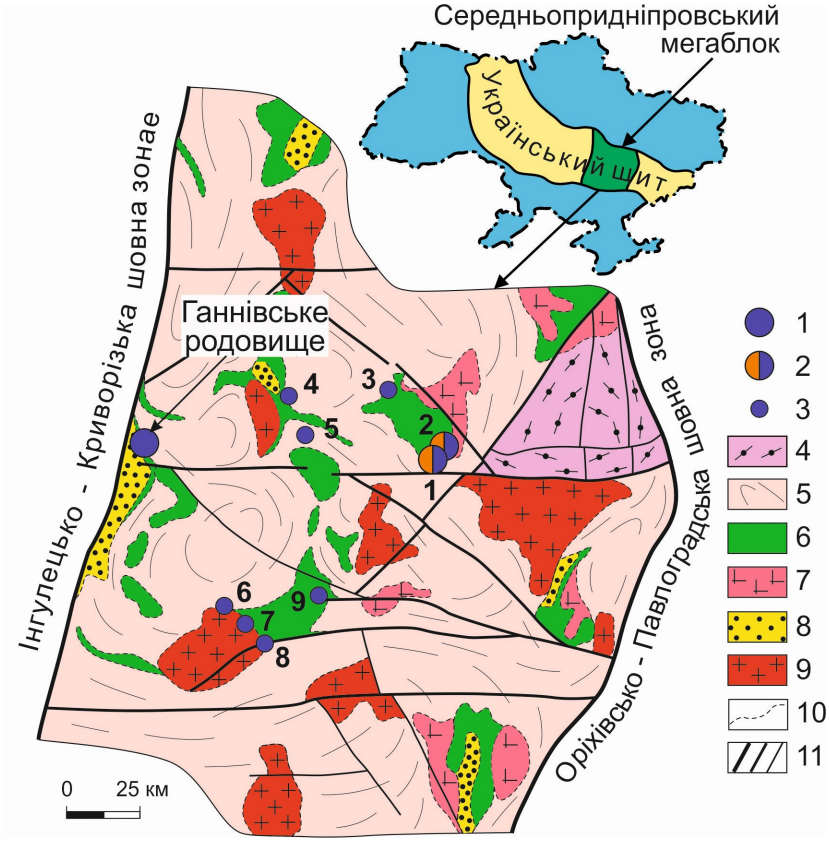


Рисунок 1.1. Схема розташування родовищ і найбільш перспективних рудопроявів молібдену в Середньопридніпровському мегаблоці УЩ.
Родовища: 1 – власне молібденові; 2 – комплексні золото-молібденові; 3 – рудопрояви молібдену; 4 – утворення чарнокіт-гранулітового комплексу; 5 – переважно плагіогранітоїди; 6 – зеленокам'яні метавулканогенні утворення; 7 – тоналіти, плагіограніти; 8 – метатеригенні утворення; 9 – двопольовошпатові граніти; 10 – геологічні границі; 11 – розломи різних рангів. Родовища і рудопрояви, показані на карті цифрами: 1 – Сергіївське, 2 – Балка Золота, 3 – Миколаївський, 4 – Первозванівський, 5 – Кудашівський, 6 – Олександрівський, 7 – Токівський, 8 – Олексіївський, 9 – Чкалівський.

За віком виявлені об'єкти можна класифікувати на три геолого-генетичні групи: 1) *рання архейська група* – це родовища, рудопрояви і пункти мінералізації, локалізовані в мезоархейських ЗКС і пов'язані з післямагматичними гідротермальними процесами в осадово-вулканогенних зеленокам'яних товщах під впливом становлення субвулканічних і плутонічних тіл та масивів плагіогранітоїдів сурського (саксаганського) комплексу віком

2,9-3,1 млрд років. Необхідно відмітити, що ці ж субвулканічні утворення є головними рудоконтролювальними та рудогенерувальними утвореннями й для золотого зруденіння в межах регіону. Зазначені плагіогранітоїди просторово тяжіють до ЗКС, відповідно мінералізація молібдену локалізується в межах останніх;

2) *пізня архейська група* кількісно переважає ранню групу, проте представлена переважно пунктами мінералізації, рідше – рудопроявами. Зруденіння просторово й генетично пов’язано з вкоріненням двопольовошпатових мезо-неоархейських (2,7-2,8 млрд років) гранітоїдів мокромосковського, токівського і демуринського комплексів. Вони представлені різного розміру масивами (найбільші серед них – відповідно Мокромосковський та Токівський), які розвинені по всій території Середнього Придніпров'я, що фактично і визначає повсюдне поширення молібденової мінералізації даної групи;

3) *палеопротерозойська група* об’єктів виділяється за результатами виконаних досліджень. Вона об’єднує Ганнівське родовище в Криворізькій структурі – об’єкт цих досліджень та, вірогідно, рудопрояви і пункти мінералізації, поширені в межах Інгулецько-Криворізької шовної зони. Мінералізація пов'язується з палеопротерозойською тектоно-магматичною активізацією, яка охопила сусідній Інгульський мегаблок і виразилась в укоріненні двопольовошпатових гранітів в інтервалі часу 1,8-2,1 млрд років тому (кіровоградський комплекс, асоціація апліт-пегматоїдних гранітів).

Необхідно зазначити, що приналежність окремих об'єктів до тої чи іншої групи не завжди вдається однозначно з'ясувати, тому різні автори можуть дотримуватися відмінних поглядів стосовно вікових та генетичних параметрів мінералізації, в тому числі виділення описаних вище груп. Зокрема, Ганнівське родовище довгий час мало невизначену вікову приуроченість і різними авторами пов’язувалося з різними гранітоїдними комплексами: від палеоархейського демуринського комплексу (2,9 млрд років) до палеопротерозойського кіровоградського (2 млрд років).

1.3 Кременчуцько-Криворізький молібденоносний район

Ганнівське родовище знаходиться в межах Кременчуцько-Криворізького молібденоносного району, який включає в себе прояви мінералізації, розміщені вздовж Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому у вигляді смуги східніше від нього. Район охоплює власне Криворізьку та низку невеликих подібних структур північніше, що кулісоподібно примикають до розлому, а також серію своєрідних кільцеподібних структур – Олександрівську, Долгінцевську, Авдот'ївську. Окрім Ганнівського родовища в межах району відомі рудопрояви і пункти мінералізації молібдену [50, 7, 8,] Дериївський, Олександрівський, Шматківський, Червоношахтарський, Мотринський (з вольфрамом) та ін.

Дериївський рудопрояв виявлений на північній околиці с. Дериївка Верхньодніпровського району Дніпропетровської області. Молібденіт в межах рудопрояву описав Ю.Ю. Юрк. В кар'єрі розкриті рожево-сірі смугасті середньозернисті граніти, в яких зустрічаються ксеноліти темно-сірих гнейсів. Їх перетинають пегматитові жили потужність від 3 до 25 см (переважно 10-12 см) та аплітовидні прожилки завширшки 1-4 см. Молібденоносні жили мають переважно субширотне простягання, зрідка – субмеридіональне. В середній частині жил відмічається турмалін (шерл), який простягається вздовж контактів тонкою чорною смужкою. Крім того, турмалін зосереджений у мікротріщинах відокремленості, які перетинають граніти і подекуди пегматити у вигляді чорних турмалінових сонцеподібних примазок, що вкривають стінки тріщин. Молібденіт наявний в пегматитових жилах і аплітоїдних прожилках у вигляді вкраплень завбільшки 1-3 мм. Зазвичай його луски асоціюють з турмаліном і піритом. Типовими і випадки наявності в середній частині пегматитової жили кварцового прожилку, з яким головним чином і пов'язана мінералізація молібденіту. Молібденіт може виявлятися також у вмісних гранітах на віддалі до 0,5 м від пегматитових жил.

В полірованих шліфах молібденіт спостерігається у вигляді видовжених пластинок або їхніх агрегатів, іноді у вигляді неправильно оконтурених

ізометричних зерен. Часто він також відмічається серед окремих породоутворюючих мінералів пегматитів. Молібденіт перебуває в асоціації з турмаліном, піритом та халькопіритом. В одному із пегматитових прожилків з видимою вкрапленістю молібденіту вміст молібдену склав 0,26 %.

Мотринський рудопрояв знаходиться в районі с. Мотрине Кременчуцького району Полтавської області. Він є комплексним вольфрам-молібденовим і локалізується в зонах рудної мінералізації потужністю 10-30 м контактів невеликих гранітоїдних інтрузій серед плагіогранітів з ксенолітами метабазитів та дайками діабазів. Нижня зона, з мідно-цинковою мінералізацією і молібденітом, складена дискретними тілами амфіболітів завбільшки 5-15 м, які січуться рожевими апліт-пегматитами, гранітами та шеєліт-кварц-польовошпатовими, кварцовими та кварц-епідотовими прожилками і жилами. Насиченість гранітоїдів та амфіболітів жильним матеріалом іноді сягає 20-30 % об'єму породи.

Верхня зона, з літієм та вісмутом, представлена плагіогранітами та рожевими апліт-пегматитами з ксенолітами амфіболітів завбільшки 3-5 м. Молібденітова мінералізація приурочена до катаклазованих альбітових аплітовидних гранітів, перетворених на очково-сланцюваті мілоніти, що насичені тонкими (1-3 мм) кварцовими прожилками. В середині кварцових жилок, в зальбандах і на площинах сланцюватості розвинуті ланцюжки, плівки та розсіяна вкрапленість сульфідів, а серед яких відмічаються луски молібденіту. Рудні мінерали утворюють дрібні, не більше 0,5 см гнізда, тонкі прожилки, плівки та розсіяну дрібнозернисту вкрапленість. Пірит і халькопірит концентруються більше в зальбандах, а молібденіт – безпосередньо в кварцових жилах. Сумарна кількість рудних мінералів в породі складає 1 %, із них на пірит припадає 0,8-0,9 %, халькопірит і молібденіт – приблизно по 0,1 %.

Олександрівський рудопрояв виявлений південно-східніше Криворізької структури поблизу с. Олександрівка Широківського району Дніпропетровської області. Він знаходиться в південній частині однойменної структури, яка складена гранітизованими породами: мігматизованими метабазитами

(амфіболітами) з утворенням тіньових та верствувато-смугастих мігматитів, а також невеликими пластоподібними або лінзоподібними згідними, рідше січними тілами ультрабазитів. Слід відмітити, що Олександрівська структура поряд з відміченими особливостями речовинного складу має нетипову для ЗКС Середнього Придніпров'я витягнуто-кільцеву будову.

Молібденове зруденіння переважно локалізується у змінених та мігматизованих метабазитах конкської серії поблизу їх контакту з невеликим тілом гранодіоритів сурського (або дніпропетровського?) комплексу. Рудна зона виділяється за інтенсивним розсланцюванням, біотитизацією вмісних порід, бідною розсіяною вкрапленістю сульфідів та серією різноорієнтованих крутоспадних прожилків кварцового, кварц-польовошпатового і кварц-епідот-польовошпатового складу потужністю від мм до 5-6 см (зрідка до окремих жил завширшки 3,5 м). Протяжністю зон оцінюється у приблизно 3 км, ширина – від 120-200 м до 250-400 м, а глибина розповсюдження зруденіння – 350 м.

Виділяють декілька асоціацій рудних (сульфідних) мінералів, дві із яких є молібденітвмісними. Зокрема, головна рудоносна халькопірит-пірит-молібденовою асоціація пов’язана з процесами грейзенізації та окварцювання у амфіболітах. Молібденіт утворює лусочки розміром від часток мм до 3 мм, рідше – від 5 до10 мм, та їхнє скупчення до 1-2 см у поперечнику. Найчастіше молібденіт приурочений до зальбандів жил та прожилків. Вміст молібдену у рудній зоні змінюється від 0,054 % до 0,094 %, в у прожилках досягає 0,5 %-0,69 %. Бідніше мідно-молібденове зруденіння парагенетично пов’язане зі скарноподібними утвореннями, які просторово тяжіють до тіл мігматит-плагіогранітного складу, які містять ксеноліти амфіболітів. Морфологія зон мідно-молібденового зруденіння, які знаходяться у південно-східній частині рудопрояву, дуже складна, з різко мінливими потужністю та вмістом молібдену як за падінням, так і простяганням.

Молібденіт утворює вкраплення, гнізда, метакристали, мономінеральні прожилки або виділення неправильної, частіше дещо витягнутої форми. Розмір лусок молібдену від часток до 1-3 мм, рідше – до 5-10 мм, а розміри скупчень

можуть сягати 1-2 см. Молібденіт зустрічається в асоціації з піритом, піротином, пентландитом, сфалеритом, галенітом та халькопіритом. Детальне вивчення взаємовідношень і типів зростань молібденіту з жильними нерудними мінералами дає підставу припустити, що основна маса молібденіту виділилась спільно з кварцом та польовим шпатом. У складі прожилків та жил серед нерудних мінералів переважає кварц, польові шпати у вигляді негранчастого мікрокліну, рідше ортоклазу і найчастіше плагіоклазів типу олігоклаз або олігоклаз-альбіту. Крім цих головних мінералів зустрічаються серицит (жильбертит), біотит, хлорит, епідот, кальцит та амфіболи [50]. Характерна загальна зараженість усіх вміщуючи порід молібденом, вміст якого варіює від 0,004 до 0,094 % (в окремих жилах 0,5-0,62 %).

РОЗДІЛ 2. СТАН ВИВЧЕНОСТІ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ ТА ОБГРУНТУВАННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

Незважаючи на доволі тривалу історію вивчення Криворізького басейну і вагомі практичні результати щодо залізорудних покладів світового рівня, окремі питання геології і корисних копалин цього регіону залишаються недостатньо вивченими. Серед них особливо актуальним є вивчення нетрадиційних (або альтернативних) для цього регіону видів мінералізації: молібдену, рідкісноземельних елементів (РЗЕ), урану, міді, скандію, золота, вісмуту, платиноїдів, вольфраму та ін. Одна із провідних ролей серед низки альтернативних корисних копалин Кривбасу належить молібдену. У межах регіону виявлено Ганнівське родовище та низку перспективних рудопроявів цього металу, в тому числі описані вище Дерiївський, Мотринський, Олександрівський, а також Шматківський, Червоношахтарський та ін. Окрім молібдену, Ганнівське родовище містить супутні підвищені концентрації міді, вольфраму, вісмуту, в окремих пробах виявлені підвищені вмісти золота.

2.1 Історія геологічного вивчення

Ганнівське родовище було виявлене під час спеціалізованого геологічного картування з супутніми комплексними геофізичними дослідженнями, що виконала у 1965–1969 рр. геологорозвідувальна партія №2 Східного ГЗК. За геофізичними даними виділялися декілька негативних гравімагнітних аномалій, які простягаються вздовж борту Східно-Ганнівської смуги метаморфічних порід і обумовлюються наявністю смугоподібного тіла апліт-пегматоїдних гранітів. В розрізі свердловин вище гранітоїдів залягають амфіболіти, в яких й була виявлена молібденова мінералізація [13]. Кількома свердловинами рудоносну зону було простежено на 600 м за простяганням і на глибину 250-300 м. За результатами опробування виділялося 4 рудні зони (тіла) з вмістом молібдену від 0,04 до 0,068% за горизонтальної потужності від 0,79 до 4,2 м. За

їх межами в амфіболітах простежувались підвищені концентрації молібдену від 0,01 до 0,04%, які утворюють зону завширшки від 5 до 50 м.

У 1973-75 рр. на південь від виявленого молібденового зруденіння, з метою визначення його масштабів, проводила ревізійно-опробувальні та пошукові роботи комплексна партія Криворізької ГРЕ (К.Ф. Риздвянский, 1975). Було пробурено 18 свердловин, які розкрили молібденоносну зону потужністю 12-51 м з вмістом молібдену від 0,01%, в її межах – від 0,м до 4,85 м за вмісту молібдену 0,03%. За простяганням рудоносна зона простежена на 6,25 км, а з врахуванням даних попередніх робіт, майже на 9 км. Крім молібдену в межах мінералізованої зони діагностовано вольфрам. Просторово він розповсюджений вище за розрізом і представлений шеєлітом. Вміст вольфраму змінюється від 0,001 до 0,07%. За результатами робіт автори звіту рекомендували проведення подальших пошукових робіт, проте без чітких висновків про найбільш перспективні ділянки.

У 1983-86 рр. при проведенні пошуково-структурного буріння в Криворізько-Кременчуцькій зоні з метою оцінки перспектив рудоносності порід криворізької серії (В.П. Жук, 1986) одна зі свердловин в межах Ганнівської ділянки перетнула мінералізовану зону з вмістом молібдену до 0,07% в мікроклінових апліт-пегматоїдних гранітах і близько 1,0% – в амфіболітах.

Планомірні систематизовані геологорозвідувальні роботи (ГРР) в межах Ганнівського родовища розпочалися у 1993 р. з пошуків молібдену та вольфраму. У 2004 р. Л.В. Гальчанський та ін. [9] виконали буріння 11 свердловин. Виконавці робіт виділили молібденоносну смугу завширшки до 90 м, оконтурили потенційні рудні тіла, відмітили наявність супутніх вольфраму та вісмуту, а також ренію й осмію в молібденіті.

Починаючи з 2005 року подальші ГРР концентрувались у найперспективнішій центральній частині родовища – на ділянці Червона. За результатами пошуково-оціночних робіт, виконаних у 2010 р. Р.І. Постолюком та ін. [30] в її межах було підраховано запаси і перспективні ресурси молібдену,

які склали 34,9 тис. т за середнього 0,053 % і бортового 0,03 % вмісту металу. Оцінені запаси молібдену та їхній обсяг (разом із ресурсами) дають підставу розглядати досліджуваний об'єкт як середнє родовище. Економічно найдоцільнішим є варіант комплексного видобування руд із супутнім вилученням Cu, Bi і W за бортового вмісту Mo 0,05 %.

Наукові дослідження молібденової мінералізації Кривбасу загалом і району Ганнівського родовища зокрема у різні роки з різною детальністю виконали М.П. Семененко [32], Р.Я. Бєлєвцев, В.В. Решетняк [31], Ю.Б. Бабков [3], Ю.Ф. Веліканов [7, 8], В.К. Бутирін [5, 6], В.М. Іванов [10-12], О.О. Юшин [59, 60], В.О. Сьомка [88, 50-52], В.В. Сукач [47-49] та ін. Завдяки цим роботам у загальних рисах було з'ясовано закономірності поширення і геолого-структурні чинники локалізації зруденіння, запропоновано можливі генетичні моделі формування молібденових руд, вивчено мінералого-геохімічні особливості руд, навколорудних метасоматитів і вмісних порід. Серед названих фахівців необхідно відмітити Ю.Ф. Веліканова та ін. [7], дослідження яких дали змогу систематизувати дані щодо розміщення та локалізації проявів молібдену у вулканогенно-осадових товщах Криворізької структури, обґрунтувати висновок, що зруденіння Східноганнівської смуги є найперспективнішим у Кривбасі. Однак ці дослідники помилково відносили до первинноосадових утворень рудовмісні метабазити новокриворізької світи і розглядали їх у складі єдиного теригенного комплексу разом із саксаганською та скелюватською світами криворізької серії.

В.М. Іванов зі співавторами головну роль у генезисі молібденової мінералізації відводив гідротермальним процесам, пов'язаним із укоріненням гранітоїдів [11]. Водночас у районі Східноганнівської смуги поширені різновікові гранітоїди від 1,8 до 3,07 млрд рр. [1, 2], тому питання про те, які саме гранітоїди є рудогенними, залишається не з'ясованим.

Пошуково-оціночні роботи 2020-2021 рр. передбачали буріння 10 розвідувальних свердловин і позитивно вплинули на розв'язання важливих невирішених і дискусійних питань геології та зруденіння Ганнівського

родовища. У результаті комплексного вивчення керну отримано нові оригінальні матеріали, які суттєво доповнюють і актуалізують раніше сформовані уявлення як про характер рудної мінералізації, так і про будову вмісного породного комплексу, частково вже оприлюднені. Зокрема, виявлено важливі факти стосовно онтогенії молібденіту і особливостей його взаємовідносин з породотвірними мінералами [48]; в розрізі родовища виділено кордієрит-антофілітовий горизонт, що перекриває утворення новокриворізької світи [49].

2.2 Обґрунтування постановки досліджень

Молібден є одним із стратегічно важливих для України металів. Він використовується у металургії, авіакосмічній галузі, електроніці та хімічній промисловості. Його щорічне споживання в Україні до 2014 р. становило понад 150 т, яке повністю задовольнялося імпортом. У той же час, ми маємо значний потенціал для створення власної мінерально-сировинної бази молібдену. Вона може бути сформована за рахунок довивчення та введення в експлуатацію найперспективніших об’єктів молібденових руд, які виявлені в докембрійських утворення всіх мегаблоків УЩ. У світовій практиці основні промислові родовища молібдену приурочені до фанерозойських структур, однак низка країн (Бразилія, Норвегія, Канада та ін.) успішно розробляють родовища в межах докембрійських кратонів. На УЩ задокументовано близько 200 об’єктів молібдену, серед яких щонайменше 4 родовища, десятки рудопроявів та більше сотні пунктів мінералізації.

Одним із найбільш перспективних розглядається Ганнівське родовище молібдену, що приурочене до Криворізької структури Середньопридніпровського мегаблоку УЩ. Пошуково-оціночні роботи останніх років [9, 30] засвідчили наявність потенційно промислових покладів молібденової мінералізації в центральній частині родовища (ділянка Червона). Зокрема, дані розвідувального буріння підтвердили, що вміст молібдену в рудних тілах сягає 0,053 %. Окрім цього, наявні підвищений вміст таких

супутніх компонентів як мідь, вольфрам, вісмут. Це відкриває перспективи комплексного освоєння родовища. Підвищує можливості промислового освоєння родовища факт його знаходження у межах Кривбасу – промислово розвиненому гірничорудному районі України.

Достовірність економічних перспектив родовища значною мірою залежить від надійного наукового обґрунтування. Як наведено у підрозділі 2.1, під час раніше виконаних досліджень було систематизовано дані щодо розміщення мінералізації молібдену у вулканогенно-осадових товщах Криворізької структури, з'ясовано закономірності їх поширення та локалізації, запропоновано можливі генетичні моделі формування молібденових руд, вивчено мінералого-геохімічні особливості руд, навколорудних метасоматитів і вмісних порід. Однак більшість із цих питань не отримали достатнього обґрунтування, деякі із запропонованих раніше генетичних схем, на наш погляд, є помилковими. Наприклад, зарахування рудовмісних метабазитів новокриворізької світи до первинноосадових утворень в складі єдиного теригенного комплексу разом із саксаганською та скелюватською світами криворізької серії. Такі уявлення призвели до перебільшення рудогенерувальної ролі процесів скарнування. За генетичної моделі, що передбачає участь гідротермальних процесів, пов'язаних із укоріненням гранітоїдів, залишалось не з'ясованим питання, які саме гранітоїди є рудогенними. Адже в районі досліджень поширені різновікові гранітоїди від 1,8 до 3,07 млрд рр. [1, 2].

В зв'язку з цим, для надійного обґрунтування промислових перспектив родовища необхідно було вирішити такі головні задачі:

1) уточнити геолого-структурні особливості родовища та закономірності локалізації молібденової мінералізації;
2) з'ясувати мінеральний склад руд, порід і метасоматитів та послідовність формування головних мінеральних асоціацій в рудах;
3) схарактеризувати головні рудні мінерали;
4) виконати прецизійні дослідження молібденіту із застосуванням сучасної електронної мікроскопії.

5) визначити вік та ймовірний зв’язок формування молібденової мінералізації зі становленням того чи іншого гранітоїдного комплексу;
6) надати геологічні висновки щодо економічної доцільності промислового освоєння родовища з урахуванням супутніх корисних компонентів.

Вирішення цих задач дасть змогу розширити уявлення зруденіння молібдену у докембрії, що є особливо важливим враховуючи низку дискусійних питань стосовно геології та генезису Ганнівського родовища. Це стане підґрунтям для обґрунтування подальших геолого-розвідувальних робіт (ГРР) в межах цього та інших, в тому числі комплексних, родовищ молібдену в межах УЩ. Більше того, є висока імовірність першочергового промислового освоєння саме Ганнівського родовища, так як видобуток молібдену на комплексних родовищах Сергіївське і Балка Золота можливий лише за умови початку розробки основного компоненту – золота. Тому Ганнівське родовище може першим залучитися до промислового освоєння молібденових руд в межах УЩ.

В загальному підсумку отримані теоретичні та практичні результати досліджень сприятимуть створенню власної мінерально-сировинної бази молібдену в Україні.

2.3 Фактичний матеріал та методи досліджень

Фактологічною основою виконаних комплексних досліджень є кернові зразки 10 розвідувальних свердловин, пробурених у межах Ганнівського родовища в 2020-2021 рр.

Серед методів, застосованих під час виконання роботи, важливо відмітити опис стратифікованих утворень із застосуванням номенклатури вихідних вулканогенних (метабазальти, метаандезити, метаандезибазальти та ін.) та осадових (метапісковики, метаалевроліти, метатуфіти та ін.) порід. Лабораторні дослідження рядових кернових проб виконано високочутливим масспектрометричним методом на 48 елементів у провідних лабораторіях Європи (Румунія, Ірландія) з міжнародною акредитацією. Мінералого-

петрографічні дослідження понад 100 представницьких зразків руд і вмісних порід у шліфах та аншліфах здійснено у відділі геології та геохімії рудних родовищ Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України за допомогою оптичного поляризаційного мікроскопа ECLIPSE LV100POL (Nikon) та електронних мікроскопів JSM-6700F і JXCA-733. Реній-осмієві ізотопні концентрації визначалися методом ізотопного розведення і проводилися в Центрі Джона де Лаєтера (John de Laeter Centre, JdLC), Університет Кьортіна, Західна Австралія.

Детальніше розглянемо методику Re-Os датування молібденіту. Для підготовки лабораторних проб зразки керну із вищеописаних рудних зон з видимою мінералізацією молібденіту подрібнювалися до – 1 мм. Молібденіт відбирався вручну під бінокулярним мікроскопом із важкої немагнітної фракції після збагачення на концентраційному столі. Аналітичні дослідження здійснювалися за допомогою ізотопного розведення з використанням методу трубок Каріуса для розкладання матеріалу та врівноваження зразка-трасера [82]. Зразки молібденіту зважувалися (від 0,2 до 59 мг) та переносилися безпосередньо в очищені трубки Каріуса. До кожної трубки Каріуса додавалася ретельно зважена кількість змішаного подвійного ізотопного трасера, що містив відомі кількості ізотопно збагачених ^{185}Re, ^{188}Os та ^{190}Os. До трубок Каріуса додавалась інверсійна царська горілка (1 мл концентрованої, очищеної шляхом тефлонової дистиляції соляної кислоти та 3 мл концентрованої, очищеної шляхом тефлонової дистиляції азотної кислоти). Трубки заморожувалися, щоб запобігти втраті летких форм осмію. Після запаювання кожної трубки, зразки розкладалися в печі при температурі 220 °С протягом ночі. Після повного розкладання, Os відокремлювався від розчину зразка в інверсній царській горілці шляхом екстракції органічними розчинниками [69] причому кінцеве очищення Os досягалося за допомогою мікродистиляції [63]. Виділення ренію відбувалось за допомогою аніонообмінної хроматографії.

Реній-осмій ізотопні аналізи проводилися методом ізотопного розведення. Очищений Os завантажувався на платинові нитки з активаторним розчином

$NaOH–Ba(OH)_2$. Вимірювання ізотопів осмію проводилися за допомогою негативної термоіонізаційної мас-спектрометрії на приладі Thermo Scientific Triton™. Аналіз ізотопів осмію проводився або на колекторі вторинних електронів або на фарадеївських чашках у статичному режимі. Довгострокова відтворюваність приладу на Triton™ контролювалася шляхом вимірювання стандарту AB-2 Os (Університет Альберти) під час кожної аналітичної сесії, що дало співвідношення ізотопів $^{187}Os/^{188}Os$ 0,10682±0,00018 (n = 5, 2σ). Це співвідношення узгоджується зі співвідношенням ізотопів $^{187}Os/^{188}Os$ 0,10684±0,00004 [81]. Ізотопний склад та концентрації ренію визначалися в розчині за допомогою мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою на приладі Agilent 7700x ICP-MS. Середнє значення вимірювань стандартного розчину природного Re дало ізотопне співвідношення $^{185}Re/^{187}Re$ 0,5964±0,003 (n = 6, 2σ). Це значення подібне до природного ізотопного співвідношення $^{185}Re/^{187}Re$ 0,5974 [71].

Похибка окремих аналізів включає невизначеності, пов'язані з калібруванням трасера, вимірюваннями на мас-спектрометрі та поправками на холості виміри. Через високі концентрації Re та ^{187}Os у цих зразках молібденіту, аналітичні холості виміри є по суті незначущими для розрахунку віку. Типові значення процедурних холостих вимірів для Os становили 0,4±0,1 пг (n=2), а для Re – 1,8±0,4 пг. Співвідношення $^{187}Os/^{188}Os$ для холостого виміру становило 0,27±0,06. Для моніторингу міжлабораторного узгодження та процедур хімічного очищення лабораторії використовувався еталонний матеріал молібденіту Henderson [79]. Було оброблено три аліквоти (порції) стандарту вагою від ~30 до 60 мг, використовуючи ідентичну процедуру, описану вище для невідомих зразків. Результати еталонного матеріалу Henderson в межах JdLC дали модельний вік Re-Os 27,70±0,14 млн років, що в межах невизначеності узгоджується з літературним значенням 27,656±0,022 млн років (95% достовірності) [79].

РОЗДІЛ 3. СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ ТА ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ

Ганнівське родовище знаходиться в крайовій західній частині Середньопридніпровського мегаблоку, в північно-східному борту Криворізької структури. Остання має довготривалу історію формування, яка розпочалася із закладення трогоподібної западини, аналогічної тим, на місці яких утворилися у Середньому Придніпров'ї ЗКС. Однак розріз і обсяг типових "зеленокам'яних" метавулканітів основного складу, що відносяться до новокриворізької світи, є редукованим і суттєво поступається повним розрізам конкської серії Верхівцевської, Чортомлицької, Сурської та інших ЗКС. Натомість в останніх верхня, метаосадова частина розрізу проявилась слабко і завершила свій розвиток в археї, тоді як в Криворізький структурі накопичення метаосадків, в першу чергу залізисто-кременистих, активно продовжилось. Осадконакопичення набуло потужного розмаху в протерозої, результатом якого стало формування залізорудного басейну світового масштабу.

3.1 Геолого-структурне положення

Ганнівське родовище приурочене до так званої Східноганнівської смуги метаморфічних порід [5, 7, 11], яка є північно-східним крилом Криворізької синклінальної структури (Рис. 3.1). Породи смуги моноклінально падають на захід під кутом 70-80° у напрямі до ядра синкліналі, через що в літературі часто застосовують назву Східноганнівська монокліналь. У межах родовища вона складена мезоархейськими метавулканітами новокриворізької світи та палеопротерозойськими залізисто-кременистими метаосадовими відкладами скелюватської і саксаганської світ криворізької серії. Східне обрамлення структури складене мезоархейськими двопольовошпатовими гранітоїдами демуринського комплексу, подекуди фіксуються інтенсивно змінені ксеноліти мігматитів дніпропетровського комплексу.

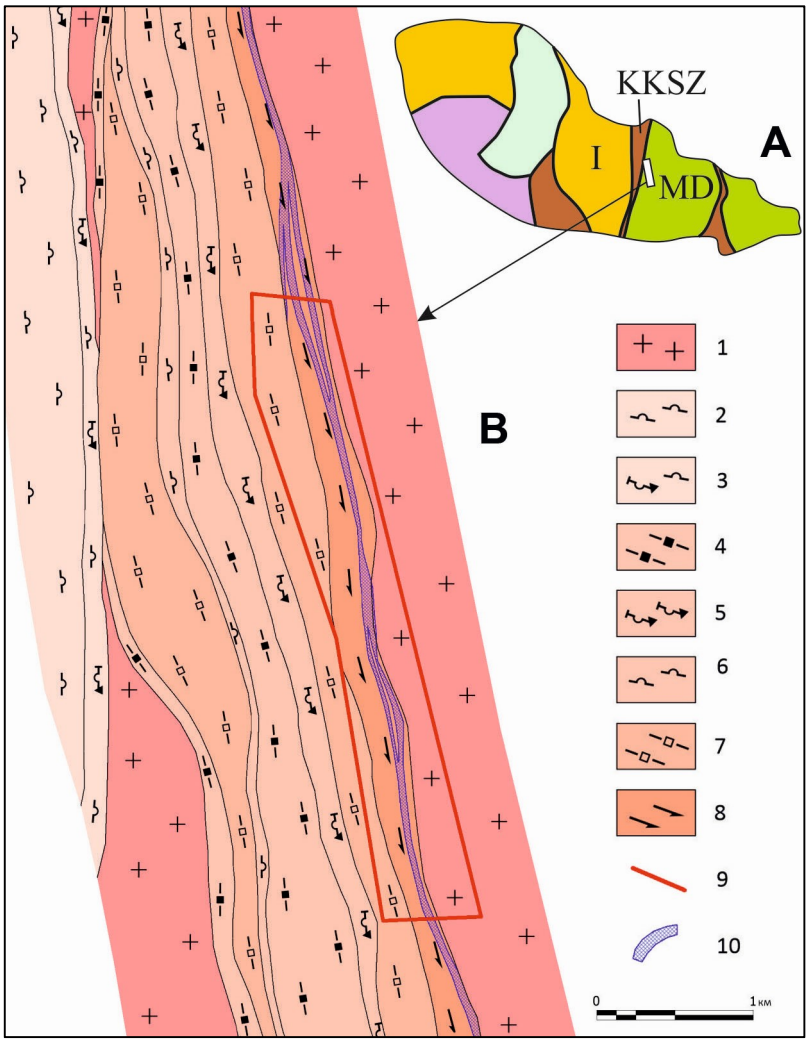


Рисунок 3.1. Схема розміщення Ганнівського родовища молібдену в межах Українського щита (**А**) і геологічна карта Ганнівського родовища (**В**) за [9, 30]: I – Інгульський і MD – Середньопридніпровський мегаблоки; KKSZ – Криворізько-Кременчуцька шовна зона; 1 – двопольовошпатові гранітоїди; 2 – сланці кварц-біотитові, кварцити (метапісковики); 3 – сланці кварц-амфібол-біотитові; 4 – магнетитові кварцити, метапісковики, метагравеліти; 5 – сланці амфіболові, кордієрит-амфіболові; 6 – сланці мусковітові; 7 – слюдисті кварцити; 8 – амфіболіти; сланці амфіболові (метабазальти); 9 – границя ділянки Червона; 10 – зона молібденової мінералізації.

Необхідно зазначити, що гранітоїди у вигляді малопотужних жил і шлірів фіксуються також і в розрізі стратифікованих утворень. Більш того, в контакті скелюватської та саксаганської світ виділяється потужне (до 600 м) смугоподібне тіло, яке лінзується і складене лейкократовими гранітами

ганнівського типу з віком близько 2,6 млрд років [58]. Водночас автори пошукових і пошуково-оціночних робіт Л.В. Гальчанський [9] та Р.І. Постолюк [30] віднесли всі поширені в межах району родовища гранітоїди до палеопротерозойського кіровоградського комплексу, що є доволі суперечливим.

На докембрійський кристалічних утвореннях розвинена кора вивітрювання потужністю якої змінюється від 10 м до 40 м. В свою чергу вона практично повсюди перекрита палеозой-кайнозойськими та четвертинними відкладами осадового чохла потужністю 35-50 м.

Головна розривна структура району родовища – це безперечно Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом, який відігравав визначальну роль в формуванні Криворізької структури. Він представлений тектонічною зоною, до якої належить серія зближених субпаралельних та оперяючих розломів. Зазвичай локальні структури поєднуються з головнішими під гострими кутами, мають незначну протяжність і січуть нашаровані, зім'яті у складки різного рангу породи. Розломи фіксуються зонами подрібнення, катаклазу вмісних порід, без суттєвого їх зміщення.

Виділяються також діагональні та субширотні розриви. Структури північно-західного простягання відносяться до типу скидо-насувів та підкидо-насувів і супроводжуються зонами окварцювання, альбітизації, інтенсивного прояву метасоматозу, грейзенізацією вмісних порід, тілами дрібнозернистих аплітоїдних та апліт-пегматоїдних тіл мікроклінового та альбіт-мікроклінового складу. Відносно віку діагональних розломів припускається їхнє післягенетичне закладення, на заключних етапах геологічного розвитку структури, але до етапу блокової активізації. Широтні та субширотні розриви за характером зміщувача класифікуються на зсуви та скидо-зсуви. Горизонтальна амплітуда зміщення блоків змінюється в широких межах, від декількох метрів до 200 м. Вертикальна амплітуда достовірно не з'ясована і, скоріше за все, складає перші десятки метрів.

За даними ГДП-200 (В.В. Захаров та ін., 2002) зона Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому має віялоподібну морфологію з утворенням трьох основних розломів – Західного, Тарапаківського, Східного, які ймовірно сходяться на глибині. Саме цим багатовісьовим "віялом" тектонічних порушень контролюються лускувато-складчасті форми Криворізької структури, формуючи складчасті парагенезиси різних порядків. В межах ділянки родовища виділяється Східний розлом. Він має круте західне падіння 75-85° і простягається в субмеридіональному напрямку вздовж борту Криворізької структури між породами новокриворізької серії та гранітами демуринського комплексу,

3.2 Стратифіковані утворення

Стратифіковані утворення, що беруть участь в будові родовища, представлені новокриворізькою світою мезоархею та криворізькою серією палеопротерозою в складі скелюватської і саксаганської світ.

3.2.1 Новокриворізька світа

Рудовмісна новокриворізька світа складена переважно метаморфізованими вулканітами основного складу, які представлені двома головними фаціальними петротипами: 1) метабазальтами лавової фації, які далі йменуються як метабазальти і 2) метабазальтами туфової фацій з плавними переходами до метаандезибазальтів.

Зазвичай ці два фаціальні різновиди утворюють грубе перешарування. Потужністю шарів складає від 10-20 м до 60-70 м; максимальні значення більш характерні для метабазальтів. У верхній частині розрізу домінують метатуфи з прошарками метабазальтів потужністю до 10 м, рідко більше, а в нижній, навпаки, серед метабазальтів виділяються поодинокі прошарки малопотужних метатуфів. Серед обох різновидів відмічаються прошарки від 1 см до 30-40 см сланців біотитових, кварц-плагіоклаз-біотитових, інколи з гранатом, які нами діагностуються як метаморфізовані аргіліти, алевроліти, туфіти з різним

співвідношенням вулканогенного і осадового матеріалу. Зрідка їх потужність сягає 1 м або ж вони формують інтервали (2-4 м) інтенсивного насичення вищезазначеними малопотужними прошарками. В таких локальних інтервалах вони можуть складати до 40 % обсягу розрізу.

По відношенню до молібденового зруденіння метабазальти є головним рудовмісним петротипом, а метатуфи несуть продуктивну мінералізацію лише у випадку, якщо вони у вигляді прошарку (потужністю від 5 см до 1 м, рідко більше) серед метабазальтів потрапляють у молібденоносну зону. Важливо відмітити, що метабазальти лавової і туфової фації дуже добре розпізнаються як макроскопічно, в керні свердловин, так і петрографічно, в прозорих шліфах.

Метабазальти лавової фації (метабазальти) – це переважно дрібнозернисті, інколи тонкозернисті, подекуди з раковистим зломом породи, зеленувато-сірі, темно-сірі до чорних, слабко сланцюваті або масивні (Рис. 3.2). Вони мають простий мінеральний склад: амфібол – до 80 %, плагіоклаз – до 40 %. В невеликих кількостях (до перших %) можуть бути наявні кварц, біотит, епідот та рудні. В окремих інтервалах порода містить тонкі субзгідні сірі, світло-сірі кварцові, світло-зелені, зелені епідот-кварцові та епідотові прожилки, інколи з роздувами до 2 см і більше, або будиновані. Іноді масивні метабазальти пронизані густою сіткою різноорієнтованих світло-сіро-зелених кварц-епідотових і епідотових прожилків (Рис. 3.3). Обсяг прожилкової маси до 15-20 %.

Рисунок 3.2. Метабазальт новокриворізької світи, ділянка Червона, зразок 02/320,4.

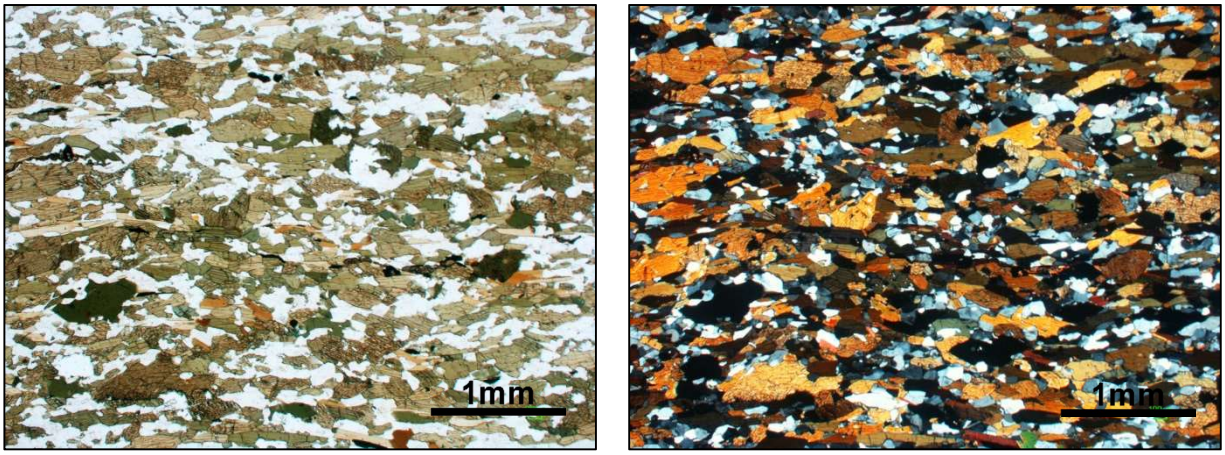
Рисунок 3.3. Зона кварц-епідотового прожилкування в метабазальтах новокриворізької світи, св. 06, інт. 194,5-201 м.

Виділяються також релікти первинних структурно-текстурних особливостей базальтових лав. Зокрема, реліктова лавобрекчія лавового потоку в св. 01, гл. 271,8 м (Рис. 3.4,а), світло-зелене кварц-епідотове ізометричне утворення не прожилкової природи – велика реліктова мигдалина чи фрагмент кульової відокремленості, св. 01 на гл. 404 м (Рис. 3.4,б).

а **б**

Рисунок 3.4. Структурно-текстурні релікти первинних базальтових лав новокриворізької світи: а – ймовірна реліктова брекчія в підошві лавового потоку, св. 01, гл. 271,8 м; б – велика мигдалина або фрагмент кульової відокремленості, св. 01 на гл. 404,0 м.

Під мікроскопом метабазальти мають нематогранобластову однорідну структуру. Наприклад, шліф 02/320,4 представляє темно-сірі, дрібнозернисті, масивні, однорідні метабазальти (Рис. 3.5). Спостерігається нематогранобластова однорідна дрібнозерниста структура, слабко сланцювата текстура. Мінеральний склад (у %): амфібол (рогова обманка) – 50-55, плагіоклаз – 35-40, кварц – 5-6, біотит – 3-6, рудний (магнетит) – 1.



а ***б***

Рисунок 3.5. Метабазальт новокриворізької світи в шліфі 02/320,4.

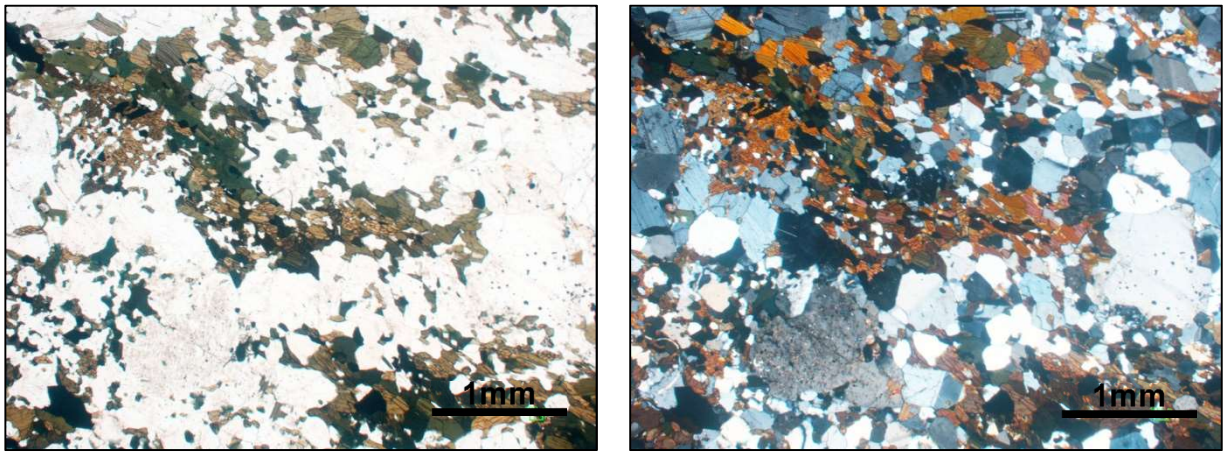
Дуже рідко фіксуються кальцитові прожилки білого кольору січні, орієнтовані в різних напрямках, звивисті (2-5 мм завширшки, в роздувах до 1 см), іноді з сульфідами. Загалом незмінені метабазальти не містять сульфідів або на рівні 0,1-1 %. В межах мінералізованих зон, в тому числі молібденоносних, рівень сульфідизації (пірит, піротин, зрідка халькопірит) може підвищуватися до 2-3 %. Опис рудної мінералізації в метабазальтах виде викладено в підрозділі 4.2, присвяченому характеристиці молібденоносних зон і рудних тіл.

Метабазальти туфової фації (Рис. 3.6) зазвичай витриманого сірого кольору, подекуди зеленувато-сірі, інколи світло-сірі, доволі однорідні, масивні, слабко сланцюваті, з плавними, непомітними варіаціями розміру зерен від дрібно-середнього 0,5-3 мм (псамітові туфи) до середньо-крупного 3-5 мм (псефітові туфи). Окремі інтервали за світлішими відтінками кольору відповідають андезибазальтовим та, вкрай рідко, андезитовим різновидам.

а **б**

Рисунок 3.6. Метатуфи новокриворізької світи: а – метатуф базальтовий псефітовий, св. 10, гл. 109,0 м, б – метатуф андезибазальтовий, андезитовий псамітовий, св. 02, гл. 160,0 м.

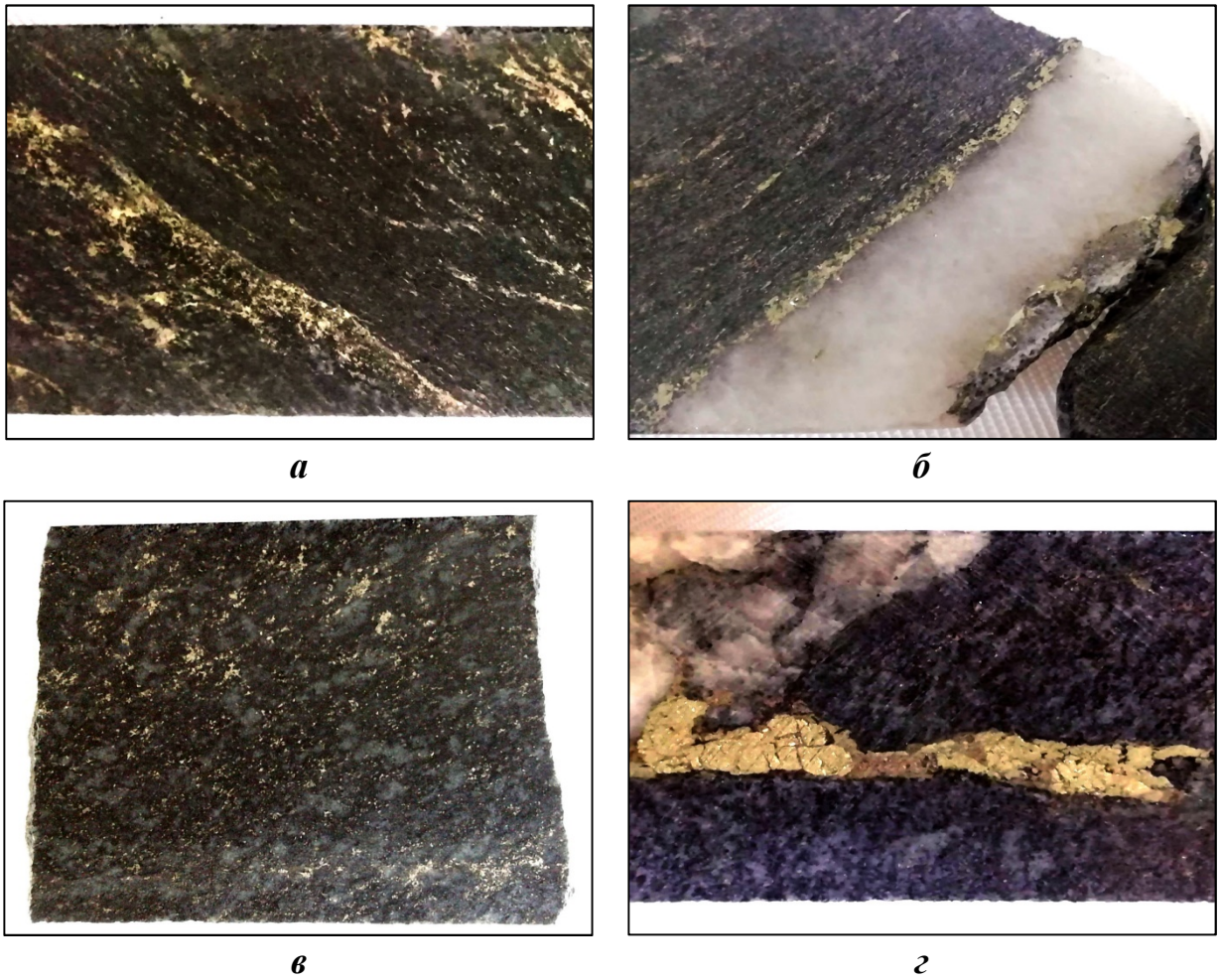
Мінеральний склад метатуфа в шліфі 10/109,0, у % (Рис. 3.7): плагіоклаз – 50-55, амфібол (рогова обманка) – 30-35, кварц – 5-8, рудний (магнетит, піротин, пірит) – 3-5, сфен – 2-3, апатит – 1. За співвідношенням породотвірних мінералів в даному шліфі порода може мати більш кислий, андезибазальтовий склад. Під мікроскопом діагностується нерівномірнозерниста структура метатуфів: на фоні дрібнішої маси породи 0,1-0,4 мм виділяються більші таблиці пелітизованого плагіоклазу завбільшки 1-1,5 мм і більше, з нерівними краями.



а ***б***

Рисунок 3.7. Метатуф базальтовий псефітовий новокриворізької світи в шліфі 10/109,0.

Однією із важливих діагностичних ознак метатуфів в розрізах свердловин є суттєво вищий рівень сульфідизації цих порід у порівнянні з метабазальтами. Зокрема, вміст піротину і піриту (халькопірит представлений окремими зернами) зазвичай складає 3-5 %, а на окремих ділянках підвищується до 8-10 % і більше. Сульфіди представлені 4 типами мінералізації (Рис. 3.8):



а ***б*** ***в*** ***г***

Рисунок 3.8. Типи сульфідної мінералізації в метатуфах базальтових новокриворізької світи в кернових зразках зі свердловини 06: а – переривчасті прожилкоподібні смужки в основній масі породи, гл. 230,6 м; б – в зальбанді кварцового прожилку, гл. 272,2 м; в – пилоподібна розсіяна вкрапленість в основній масі породи, гл. 223,7 м; г – січний піротин-піритовий прожилок, гл. 261,1 м.

1) субзгідні, рідше січні прямолінійні, інколи хвилясті переривчасті прожилкоподібні смужки, складені зернами від 0,1 мм до 2-3 мм; 2) виділення першого типу, але приурочені до прожилків, лінзочок, неправильних форм

кварцу; 3) пилоподібна імпрегнація (0,1-0,5 мм) по всій масі породи; 4) порівняно великі (завбільшки у перші см) гнізда, кармани, шліри, скупчення в зв'язку з кварцовими прожилками або без них. Сульфіди добре можна побачити на сколах вздовж субзгідних прожилкоподібних скупчень 1 і 2 типів. На таких сколах скупчення мають вигляд плоских плямистих скупчень. Обсяг прожилків незначний, на рівні 1 %, зрідка підвищується до 2-3 %. Подекуди метатуфи містять значну кількість магнетиту (до 5-7 %), що в сукупності с тонкорозсіяною вкрапленістю піротину робить породу виразно магнітною.

Хімічний склад породотвірних і акцесорних мінералів метабазитів новокриворізької світи наведено в таблицях 3.1, 3.2 і 3.3.

Таблиця 3.1. Результати мікрозондового аналізу амфіболів, ваг. %

№ за/п	Номер зразка	Номер ан.	Компонент											Сума
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	
1.	2/214,8	1	40,11	0,80	11,41	25,60	0,81	6,72	11,48	1,58	1,25	0,25	0	100,01
2.	2/214,8	3	40,14	1,12	12,82	25,84	0	6,46	12,31	0	1,32	0	0	100,01
3.	2/214,8	5	40,49	0,93	11,99	25,74	0,79	6,07	11,72	0,45	1,23	0,03	0,55	99,99
4.	2/214,8	8	39,79	0,67	12,96	24,72	0,72	6,73	10,66	0,93	1,13	1,02	0,67	100,00
5.	2/214,8	10	40,03	0,73	12,50	24,74	0,73	6,91	11,94	0,40	1,14	0,62	0,26	100,00
6.	2/214,8	12	39,06	0,77	12,80	24,54	0,89	6,45	11,57	1,75	1,37	0,42	0,38	100,00
7.	2/214,8	13	39,68	1,00	12,92	24,79	0,76	6,48	12,34	0,28	1,25	0,34	0,15	99,99
8.	2/214,8	14	39,21	0,40	12,19	24,94	0,48	6,17	11,78	2,88	1,16	0,36	0,42	99,99
9.	2/214,8	16	39,14	0,70	12,86	25,33	0,75	6,61	11,84	0,69	1,07	0,90	0,12	100,01
10.	2/214,8	18	39,93	0,64	12,63	26,03	0,76	6,35	11,89	0,21	1,00	0,26	0,29	99,99
11.	2/214,8	20	39,73	0,58	12,50	25,42	0,65	5,77	11,71	1,29	1,43	0,44	0,47	99,99
12.	2/214,8	22	40,17	0,78	12,73	25,21	0,78	6,70	11,59	0	1,25	0,56	0,23	100,00
13.	2/214,8	23	39,95	0,73	12,38	26,42	0,55	6,41	11,92	0,12	1,25	0	0,28	100,01
14.	7/231,7	1	46,05	0,38	12,43	18,11	0,28	9,48	11,21	1,63	0	-	0,44	100,00
15.	7/231,7	2	45,76	0,19	12,58	17,89	0,63	9,19	11,07	1,75	0,36	-	0,56	99,99
16.	7/231,7	4	46,11	0,50	12,75	18,72	0,60	9,24	11,37	0	0,17	-	0,53	100,00
17.	7/231,7	5	47,15	0,58	12,59	18,08	0	8,84	11,21	0,81	0,30	-	0,43	100,00
18.	7/231,7	6	45,66	0,40	12,79	17,84	0,35	9,46	11,06	2,05	0,06	-	0,34	99,99
19.	7/231,7	9	46,60	0,42	12,43	18,65	0,51	9,03	11,42	0,46	0,03	-	0,45	100,00
20.	7/231,7	10	48,44	0,29	11,75	18,04	0,39	9,16	11,20	0,13	0,35	-	0,26	100,00
21.	7/231,7	13	47,32	0,63	12,48	17,83	0,51	8,69	11,21	0,78	0,22	-	0,33	100,00
22.	10/295,5	3	42,68	0,58	11,35	21,12	0,36	9,41	11,91	1,99	0,47	0,13	0	100,00
23.	10/295,5	4	43,11	0,64	11,84	21,64	0,24	9,40	12,43	0	0,25	0,45	0	100,00
24.	10/295,5	6	42,72	0,41	11,79	21,32	0,40	9,26	11,79	1,47	0,40	0,44	0	100,00
25.	10/295,5	7	43,42	0,62	11,79	21,38	0,31	9,33	11,89	0,61	0,65	0	0	100,00
26.	10/295,5	8	43,41	0,45	11,62	20,77	0,22	9,21	11,95	1,27	0,37	0,72	0	99,99
27.	10/295,5	9	40,82	0,78	12,21	20,97	0,33	9,14	12,12	2,43	0,55	0,65	0	100,00
28.	10/295,5	11	43,31	0,49	12,16	19,97	0,16	9,40	11,56	1,88	0,37	0,70	0	100,00
29.	10/295,5	13	42,72	0,68	12,15	20,82	0,13	9,73	11,49	1,05	0,43	0,74	0,16	100,01

Примітка. Зразки: 2/214,8 – метабазальтові туфи, 7/231,7 і 10/295,5 – метабазальти.

Таблиця 3.2. Результати мікрозондового аналізу плагіоклазів, ваг. %

№ за/п	Номер зразка	Номер ан.	Компонент											Сума
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	
1.	2/214,8	4	59,14	0	25,83	0,34	0,08	0	7,37	6,19	0,33	0,34	0,38	100,00
2.	2/214,8	7	57,78	0	24,83	0,15	0,28	0	7,30	8,85	0,21	0,59	0	99,99
3.	2/214,8	19	58,34	0	25,81	0,22	0,25	0,01	7,83	6,73	0,33	0,23	0,24	99,99
4.	2/214,8	26	58,33	0	26,21	0,35	0	0	6,79	7,63	0,16	0,39	0,14	100,00
5.	7/231,7	7	57,84	0	27,63	0,31	0,09	0,17	7,05	6,71	0	-	0,21	100,01
6.	7/231,7	8	56,87	0	27,89	0,32	0	0	8,59	5,95	0,29	-	0,09	100,01
7.	7/231,7	12	58,46	0,11	27,40	0,52	0	0	7,03	6,03	0,17	-	0,28	99,99
8.	10/295,5	1	54,57	0	28,82	0,22	0	0,32	10,96	4,70	0,08	0,32	-	99,99
9.	10/295,5	5	53,07	0	29,69	0,23	0,02	0,54	11,74	4,26	0,10	0,35	-	100,00

Примітка. Зразки: 2/214,8 – метабазальтові туфи, 10/295,5 – метабазальти.

Таблиця 3.3. Результати мікрозондового аналізу акцесорних мінералів (титаніт, апатит), ваг. %

№ за/п	Мінерал	Номер зразка	Ном. ан.	Компонент										Сума
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	P_2O_5	SO_3	
1	титаніт	2/214,8	6	28,35	39,37	1,71	0,84	0	0	28,27	0,27	1,19	0	100,00
2		2/214,8	17	27,76	39,53	1,21	0,91	0,12	0,18	28,20	0,39	0,81	0,89	100,00
3		2/214,8	21	28,73	38,19	2,11	1,05	0	0	27,91	0,33	1,50	0,18	100,00
4		7/109,7	9	32,34	38,12	2,25	0,64	0,04	0	26,59	0,03	-	-	100,01
5		7/109,7	10	32,06	37,46	2,04	0,40	0,22	0	27,50	0,33	-	-	100,01
6		7/231,7	11	31,95	37,90	1,80	0,97	0,08	0	27,22	0	-	0,07	99,99
7	апатит	2/214,8	27	3,37	0	2,23	0,81	0	0,14	48,77	0,48	44,19	0	99,99

Примітка. Зразки: 2/214,8 – метабазальтові туфи, 7/109,7 – меланократове метагабро, 7/231,7 – метабазальти.

3.2.2 Кордієрит-антофілітовий горизонт

В процесі пошуково-оціночних робіт в межах ділянки Червона у 2021 р. в керні свердловин було діагностовано та задокументовано специфічну, невідому раніше асоціацію високоглиноземистих порід. Вони залягають на метабазальтах лавової і туфової фацій новокриворізької світи і перекривається метаосадовими породами скелюватської світи криворізької серії. Наявні матеріали дали впевнену авторам [49] вирізнити зазначені утворення як цілісне

геологічне тіло – кордієрит-антофілітовий горизонт. Поки що лише в межах ділянки Червона. Однак цілком вірогідно, що він має значно ширший розвиток і може виступати в ролі реперного для Криворізької структури загалом. Ми розглядаємо цей горизонт як метаморфізовану кору вивітрювання, що за структурним і стратиграфічним положенням відповідає описаному в роботі [29] метаалювію новокриворізької світи. Проте останній суттєво відрізняється за літологічним складом, в першу чергу, відсутністю кордієрит-антофілітових порід, які є домінуючими (90 %) в складі виділеної нами стратиграфічної одиниці. Можливо на той час автори мали в своєму розпорядженні лише дані польових спостережень без систематизованих результатів мінералого-петрографічних і прецизійних, в першу черг, мікрозондових досліджень.

Відповідно до свого стратиграфічного положення кордієрит-антофілітовий горизонт розмежовує мезоархейські зеленокам'яні утворення новокриворізької світи і палеопротерозойські метатеригенні відклади скелюватської світи, тобто виступає в ролі границі між археєм і протерозоєм. В металогенічному відношенні він є своєрідною верхньою межею розвитку зруденіння молібдену, яке приурочене виключно до мезоархейських утворень новокриворізької світи. Адже значимі рудні концентрації молібденіту у відкладах криворізької серії, яка залягає вище, відсутні загалом для Криворізько-Кременчуцької зони.

Необхідно відмітити, що кордієрит і антофіліт діагностувалися в шліфах й раніше, зокрема під час пошукових і пошуково-оціночних робіт в межах Ганнівського родовища [9, 30]. Однак автори цих геологорозвідувальних робіт помилково зарахували кордієрит-антофілітову мінеральну асоціацію до високотемпературної зони скарнування, тому що кордієрит-антофілітові породи залягають на значному віддаленні у вертикальному розрізі свердловин від молібденоносних зон і не мають ні просторового, ні генетичного зв'язку з рудною мінералізацією. До того ж вони залягають на метабазитах новокриворізької світи у вигляді більш менш витриманого за потужністю (до 45-50 м і більше) пластового тіла-горизонту.

Кордієрит-антофілітовий горизонт повністю або частково розкрили 8 колонкових свердловин. Нижче наведений його геологічний та мінералого-петрографічний опис за окремими представницькими перетинами.

Свердловина 01. Стовбурова потужність горизонту оцінюється у 40,6 м (інт. 171,4-212,0 м). Інтервал 171,4-188,4 м представляють сланці кордієрит-біотит-антофілітові неоднорідні за складом і структурою, від сірих до світло-сірих кольору з сизим відтінком, від дрібнозернистих на початку шару до переважно середньо- і крупнозернистих з глибиною. На фоні світло-сірої основної маси виділяються сірі призматичні виділення кордієриту та видовжені скупчення біотиту і антофіліту. Дрібнозернисті інтервали світло-сірі, більш виражено сланцюваті. В підошві шару відмічаються включення гальки аметисту (Рис. 3.9).

Рисунок 3.9. Включення гальки аметисту в підошві шару сланців кордієрит-біотит-антофілітових, керновий зразок зі св. 01, гл. 188,4 м.

Свердловина 06. Кордієрит-антофілітовий горизонт виділяється в інт. 86,7-170,0 м, стовбурова потужність становить 83,3 м. В інт. 86,7-104,5 м сланці кордієрит-антофілітові, подекуди з плагіоклазом, кварцом, неоднорідні, дрібно- і середньозернисті, голчасто-нематобластової, тонковолокнистої текстури (Рис. 3.10). Неоднорідність зумовлена варіаціями забарвлення (від світло-сірих до зеленувато-світло-сірі, зелено-сірих, сірих), структурно-текстурних особливостей, співвідношенням між породотвірними мінералами. Незважаючи

на зовнішню відмінність, всі різновиди мають плавні поступові переходи між собою і за мінеральним складом впевнено поєднуються в єдиний шар.

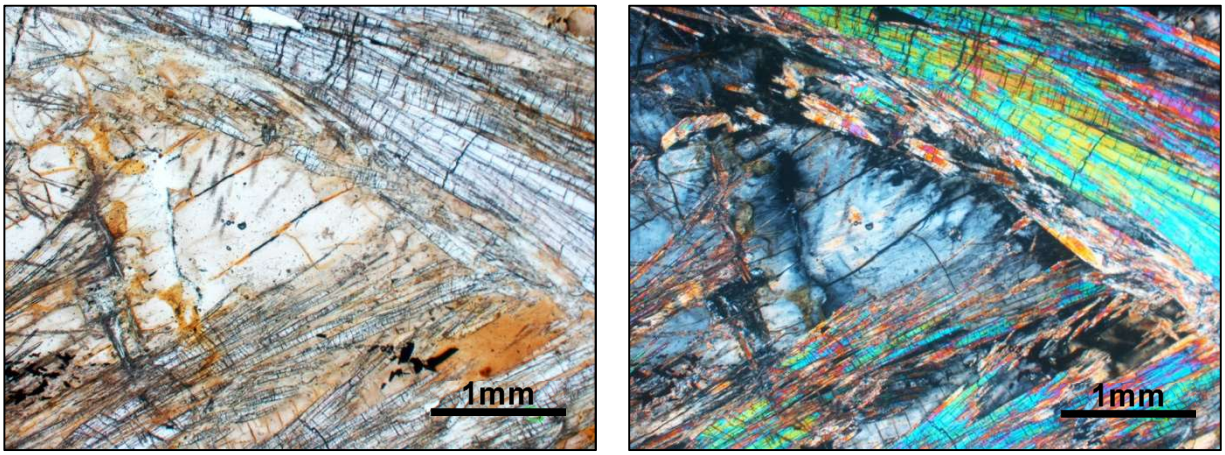
Рисунок 3.10. Сланець антофіліт-кордієритовий голчасто-волокнистої текстури в керновому зразку 06/98,1.

Свердловина 09 (09t) розкрила макроскопічно найбільш виразні породні різновиди кордієрит-антофілітового горизонту в інтервалах 115,8-163,7 м (47,9 м) і 87,1-152,8 м (65,1 м) відповідно. Зокрема, в керні св. 09t в інт. 134,5-152,8 м спостерігаються сланці світло-сірі із зеленуватим, коричнюватим, синюватим відтінками, нерівномірнозернисті, переважно крупнозернисті, рідше середньо- і дрібнозернисті. В інт. 136-143,5 м відмічаються ділянки гігантозернистої структури за рахунок видовжених, інколи мітлоподібних форм антофіліту, між якими розміщуються видовжені та ізометричні зерна кордієриту. Подекуди спостерігається іризація кордієриту синьо-блакитного, зеленувато-блакитного, фіолетового кольору (Рис. 3.11).

Сланець антофіліт-кордієритовий у шліфі 09t/142,0 (Рис. 3.12) має такий мінеральний склад (у %): кордієрит – 45-55; антофіліт – 30-45; біотит (+флогопіт, хлорит) – 5-25; рудний – од.з.

а *б*

Рисунок 3.11. Сланці кордієрит-антофілітові крупно- і гігантозернисті з іризуючим кордієритом: а – св. 09, гл. 119,0 м; б – св. 09t, гл. 142,0 м.



а *б*

Рисунок 3.12. Сланець антофіліт-кордієритовий з біотитом під мікроскопом у шліфі 09t/142,0.

Кордієрит локалізується між видовженими віялоподібними та сноповидними агрегатами антофіліту. Для біотиту характерні поступові переходи до майже безбарвного (флогопіт) та світло-зеленого (хлорит). Склад породотвірних мінералів в зразку 09t/142,0 наведений у табл. 3.4.

Виявлення кордієрит-антофілітового горизонту доповнює наші уявлення про геологічну будову і рудоносність Кривбасу, а також має велике фундаментальне значення для пізнання розвитку Землі в докембрії. Так як він залягає між відкладами архею і протерозою, це надає йому статус важливого вікового реперу в розвитку стратиграфії докембрію.

Таблиця 3.4. Результати мікрозондових досліджень породотвірних мінералів в аншліфах 09/142,0 і 06/106,6.

Зразок	Номер аналіза	Мінерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	Сума
09/142,0		кордієрит	51,48	0,05	32,13	3,16	0,06	11,05	1,05	0,00	1,01	-	99,99
06/106,6	1	кордієрит	49,59	0,00	34,50	3,47	0,01	11,51	0,00	0,64	0,00	0,27	99,99
06/106,6	4	кордієрит	49,08	0,00	34,96	3,33	0,05	11,33	0,00	1,13	0,00	0,13	100
09/142,0	2	антофіліт	59,80	0,10	1,83	14,20	0,43	22,51	0,28	0,79	0,05		99,99
06/106,6	2	антофіліт	56,05	0,00	1,14	18,43	0,24	22,49	0,29	1,03	0,00	0,34	100
09/142,0	3	біотит	44,01	1,36	19,42	7,07	0,58	19,67	0,12	0,40	7,37		100
06/106,6	3	біотит	41,54	1,23	19,04	10,53	0,03	17,58	0,00	0,88	8,80	0,37	100

3.2.3 Скелюватська світа

Скелюватська світа незгідно залягає на породах новокриворізької. В її складі беруть участь кварцові, польовошпат-кварцові метапісковики, метагравеліти, метаконгломерати, кварц-серицит-біотитові, кварц-біотитові, талькові, хлорит-талькові та карбонат-талькові сланці. Потужність скелюватської світи змінюється від 30 до 50 м, місцями досягаючи 200 м.

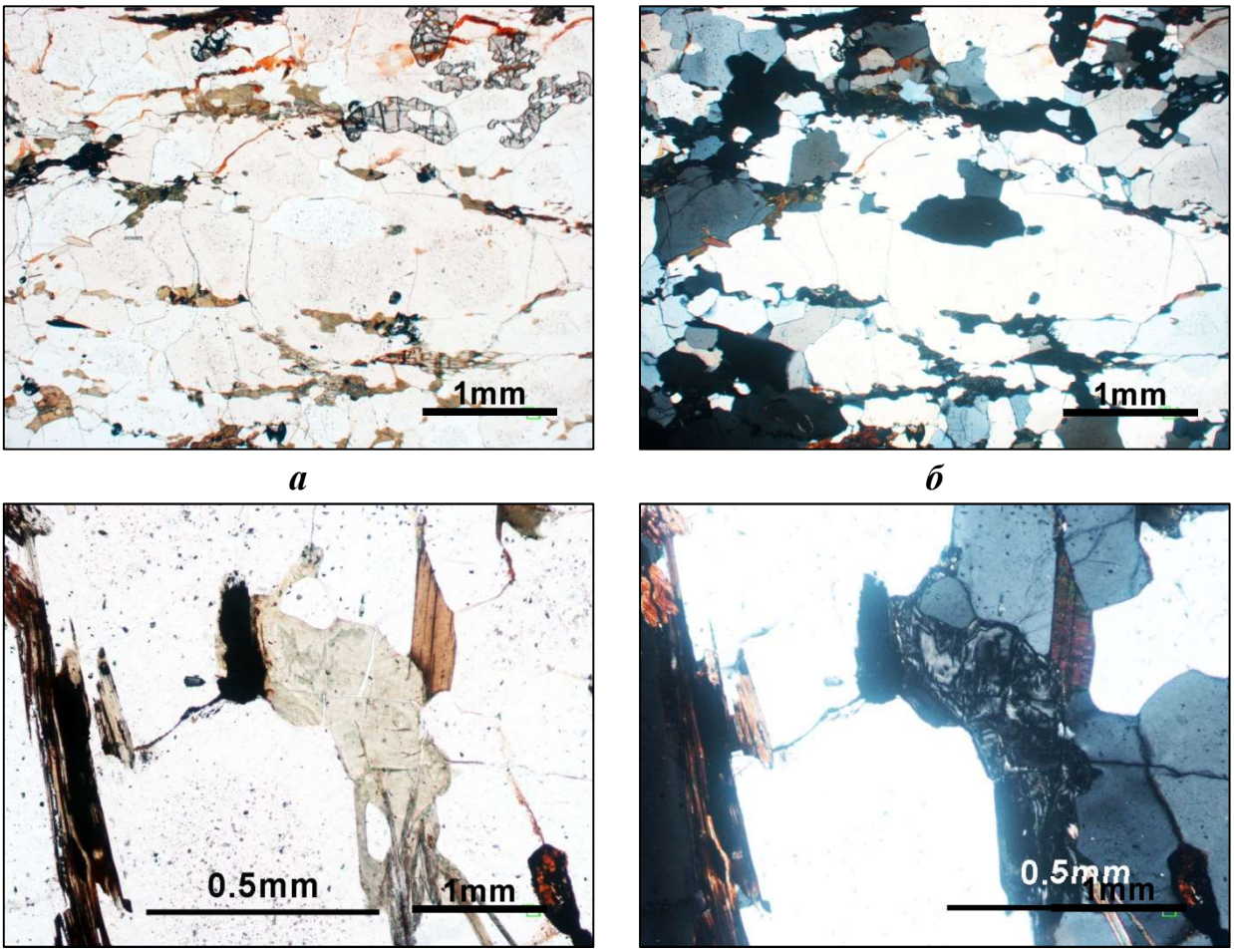
В межах Кривбасу у складі світи виразно виділяються три підсвіти: нижня – аркозо-кварцитова, середня – філітова, верхня – тальк-карбонатна, проте для Ганнівського району поділ світи на нижню та середню підсвіти практично неможливий через тісне взаємне перешарування порід, характерних для обох підсвіт. Фаціальна заміна аркозів сланцями по простяганню та в розрізі є характерною особливістю світи в цьому районі.

Метапісковики, метагравеліти мають сірий, світло-сірий колір з жовтуватим, інколи рожевуватим відтінком, масивну, іноді слабкосланцювату текстуру, реліктову псамітову, з переходами до псефітової, структуру. Метапісковик у зразку 01/131,0 (Рис. 3.13) – біотит-амфібол-кварцовий з гранатом, крупнозернистий до гравелітистого, сланцюватий, характерного буруватого кольору (за рахунок гематитизації ?).

Рисунок 3.13. Метапісковик гравелітистий скелюватської світи у керновому зразку 01/131,0.

Під мікроскопом діагностується лепідонематобластова, реліктова псамітова, псефітово-псамітова структура, гнейсоподібна текстура (Рис. 3.14). Мінеральний склад (у %): кварц – 75-85; амфібол (актиноліт) – 5-8 до 10; біотит – 1-3; рудний (магнетит) – 3-5; гранат – 1-2; хлорит, мусковіт – од.з. Кварц в прохідному світлі має ледь помітний рожевий відтінок та пилоподібну туманність у внутрішній частині зерен, тоді як по краях практично без включень. Амфібол переважно світло-зелений зі слабким плеохроїзмом. Окремі агрегати зі згладженими краями хлориту представлені видовженими зернами до 1 мм. Рудний неначе заміщує амфібол, інколи майже повністю заміщує та утворює окремі округлі зерна розміром 0,2-0,3 мм.

Метагравеліт (зразок 01/149,5) сірий до темно-сірого із зеленуватим відтінком, слабко сланцюватий (Рис. 3.15). Мінеральний склад під мікроскопом у шліфі (у %): кварц – 80-85; амфібол (актиноліт, тремоліт) – 15-20; біотит – 0-1; рудний – 1 (Рис. 3.16).

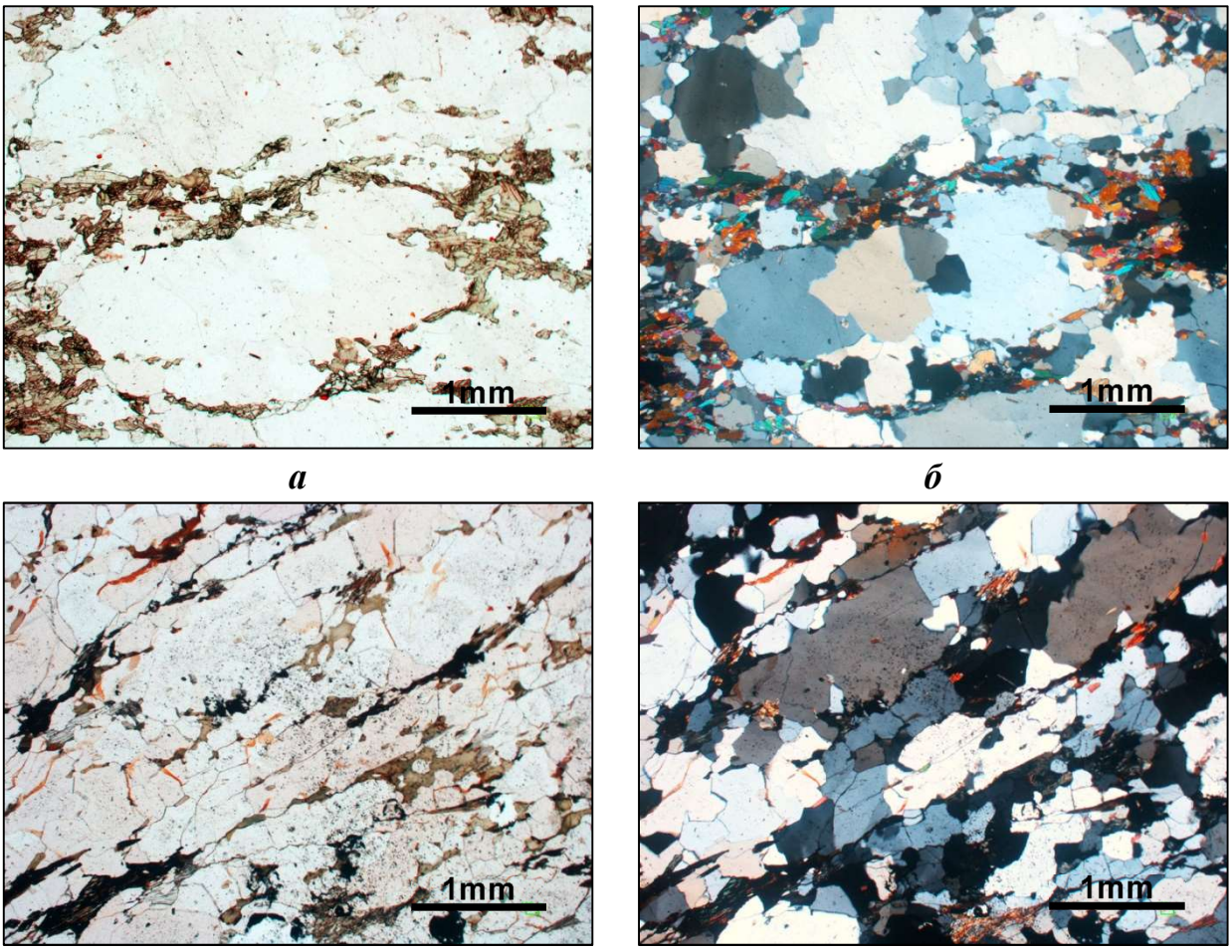


а *б*

в *г*

Рисунок 3.14. Метапісковик гравелітистий біотит-амфібол-кварцовий з гранатом у шліфі 01/131,0.

Рисунок 3.15. Метагравеліт скелюватської світи у керновому зразку 01/149,5.



а *б* *в* *г*

Рисунок 3.16. Метагравеліт скелюватської світи у шліфі 01/149,5.

3.2.4 Саксаганська світа

Саксаганська світа згідно залягає на породах скелюватської і складена залізистими кварцитами та сланцевими породами, які утворюють горизонти, що ритмічно чергуються. В повному розрізі світи виділяються сім залізистих та сім сланцевих горизонтів, пов’язаних між собою поступовими переходами. По простяганню, а інколи і по падінню, кількість і потужність горизонтів непостійні і змінюються навіть в межах однієї структури.

В межах району родовища саксаганська світа представлена двома сланцевими та двома залізистими горизонтами.

Перший сланцевий горизонт представлений кварц-біотит-кумінгтонітовими, магнетит-кумінгтонітовими та біотит-кумінгтонітовими сланцями з малопотужними прошарками безрудних кварцитів. Сланці, як правило, вміщують зерна гранату та сульфідну мінералізацію пірит-

піротинового ряду. Перший залізистий горизонт представлений суттєво магнетитовими та магнетит-силікатними кварцитами. Він простежується, згідно з загальним простяганням порід, в субмеридіональному напрямку. Горизонтальна потужність горизонту поступово зменшується від 600 м до 230 м, а північніше с. Ганнівка перший залізистий горизонт повністю виклинюється. Серед залізистих кварцитів найбільш розповсюдженими є магнетит-амфібол-магнетитові, біотит-гематит-магнетитові, біотит-амфібол-магнетитові та магнетит-амфібол-біотитові різновидності.

Другий сланцевий горизонт залягає на породах першого залізистого горизонту. Характерною особливістю горизонту є його різноманітний літологічний склад. Серед порід горизонту, разом з магнетит-амфіболовими сланцями, залягають польовошпат-кварц-біотитові, кварц-біотитові сланці, кварцито-пісковики, кварц-силіманітові сланці. Другий залізистий горизонт складений амфібол-магнетитовими кварцитами з прошарками магнетит-кумінгтонітових сланців та кварцито-пісковиків.

3.3 Нестратифіковані утворення

Нестратифіковані утворення – це мезоархейські гранітоїди демуринського і мігматити дніпропетровського комплексів та проблематичні жили і лінзи кіровоградського комплексу. Необхідно відмітити, що окрім зазначених комплексів в районі родовища виділяється низка плутонічних асоціацій, які не визначені Кореляційною хроностратиграфічною схемою 2004 р. і змінами до неї у 2015 р. Це лейкократові граніти ганнівського типу віком 2827 ± 16 млн років [1, 58], галещинські граніти віком 2780 млн років, апліт-пегматоїдні граніти ізотопним віком 1,8 млрд років, а також а також дайки основного й ультраосновного складу невизначеного віку.

3.3.1 Дніпропетровський комплекс

Утворення дніпропетровського комплексу представлені поодинокими ксенолітами серед гранітоїдів демуринського комплексу в облямуванні

Криворізької структурі. В складі комплексу головну роль відіграють плагіомігматити і плагіограніти біотитові, амфібол-біотитові. Розмір останців складає від перших десятків см до десятків метрів. В керні бурових свердловин, пройдених в межах Ганнівського родовища вони відмічаються рідко. Зазвичай вони інтенсивно тектонізовані (розсланцьовані, інколи мілонітизовані) та мікроклінізовані.

3.3.2 Демуринський комплекс

Гранітоїди демуринського комплексу є домінуючими в складі гранітоїдного обрамлення східніше Криворізької структури, зокрема східніше, північно-східніше Ганнівської моноклінали.

Головними петротипами комплексу, поширеними в межах району досліджень, є такі: 1) сірі, інколи з рожевим відтінком порфіроподібні двопольовошпатові біотитові та амфібол-біотитові граніти і гранодіорити з середньо- та крупнозернистою основною масою – 80-90 % від загального обсягу масиву; 2) світло-сірі слабко порфіроподібні граніти з середньозернистою основною масою – 5-10 %; 3) граніти темно-сірі біотитові дрібно- і середньозернисті масивні або гнейсоподібні, слабко порфіроподібні – 1-5 %. Петротип 1 набуває переважного поширення на певній відстані від Криворізької структури. Безпосередньо на контакті з метабазальтами новокриворізької світи в межах родовища зазвичай відмічаються петротипи 2 і 3, які зазнали різного ступеню тектоно-метасоматичних перетворень.

В керні свердловин граніти рожево-світло-сірі, рожеві, світло-сірі, інколи зі слабкими жовтуватим або зеленуватим відтінками, біотитові, мусковіт-біотитові, середньозернисті, дрібно-середньозернисті, різною мірою тектонізовані, розгнесовані. При плавному зростанні інтенсивності тектонічних процесів (бластокатаклаз, мілонітизація) породи набувають сірих відтінків та дрібнозернистої структури. Подекуди виділяються порівняно великі зерна польового шпату завбільшки до 1-1,5 см, що створює слабко виражену порфіроподібну структуру, яка дає змогу ідентифікувати їх як типові

порфіроподібні різновиди демуринського комплексу [40]. Молібденвмісні граніти зазвичай сульфідизовані (пірит, рідко халькопірит) у вигляді дрібної розсіяної вкрапленості (0,1 мм-1 мм) по масі породи та крупнішими (до перших см) виділеннями піриту, інколи з молібденітом. Загальний рівень сульфідизації оцінюється у межах 1-3 %.

3.3.3 Кіровоградський комплекс

Типовим регіоном поширення гранітоїдів кіровоградського комплексу є сусідній з Середньопридніпровським, Інгульський мегаблок. Фрагментарно його утворення відзначаються і в Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні, що контролюється однойменним глибинним розломом (в бортах Східно-Ганнівської моноклінали та інших ділянках).

Серед гранітоїдів комплексу виділяються дрібно- та середньозернисті, інколи порфірокластичні смугасті плагіомікроклінові граніти, які в польових умовах інколи ідентифікуються як мігматити. Для них характерне рожеве забарвлення, зумовлене підвищеним вмістом мікрокліну.

Передбачається, що в північній частині Криворізької структури гранітоїди кіровоградського комплексу поширені вздовж Західного розлому, де вони утворюють вузьку смугу невеликих за площею масивів мікроклін-плагіоклазових гранітів, пегматитових та аплітових жил. Розвинені апліт-пегматоїдні граніти також в межах Ганнівської моноклінали, особливо в районі її сполучення з Першотравневою флексурою. Припускається, що невеликий масив мікроклін-плагіоклазових гранітів еліпсовидної форми, який виділяється в районі родовища серед утворень криворізької серії, також належить до кіровоградського комплексу. В межах родовища виділяються малопотужні (перші см, рідко більше 10 см) прожилки і лінзи аплітів, апліт-пегматоїдних гранітів світло-сірого, світло-рожевого, рожевого кольору, які часто містять прожилки кварцу. Прямої приуроченості мінералізації молібдену до них не спостерігається. Лише у випадку, коли такі прожилки (лінзи) потрапляють в

рудоносні зони, можна фіксувати розвиток молібденіту, як правило, вздовж зальбандів прожилків, які їх січуть.

Вік гранітоїдів кіровоградського комплексу знаходиться в межах 1850-2100 млн. років [1, 2], що відповідає віку молібденової мінералізації і вказує на імовірний їхній генетичний зв'язок.

3.3.4 Комплекс метапіроксенітів, метагабро

За результатами вивчення керну свердловин пошуково-оцінювальних робіт у 2020-21 рр. в розрізах Ганнівського родовища виявлено інтрузивні тіла мафіт-ультрамафітів [55], які складені амфіболовими метапіроксенітами (Табл. 3.5), рідше – меланократовими метагабро. А саме, у св. 02 від поверхні кристалічного фундаменту до гл. 75 м залягають вивітрилі середньокрупнозернисті ультрамафітові породи основного-ультраосновного складу; у св. 06 в інтервалі 214,9-222,3 м – метапіроксеніти, які у верхній частині інтервалу від дрібнозернистих поступово змінюються з глибиною на середньо- і крупнозернисті; у св. 07 в інт. 108, 8-110,7 м – меланократове метагабро від дрібно- до середньозернистої структури; у св. 10 в інт. 87,1-96,0 м – середньо-крупнозернисті метапіроксеніти з меланократовими дрібно-середньозернистими метагабро в підошві і покрівлі інтервалу, а в інт. 172,9-183,2 м – переважно метапіроксеніти, рідше меланократові габро.

Геологічний і петрографічний опис метапіроксенітів. Найбільш представницькі перетини метапіроксенітів отримано у св. 10. Метапіроксеніти в інт. 87,1-96,0 м – це зелено-сірі, зелено-темно-сірі, середньо-крупнозернисті (Рис. 3.17), в кінці інтервалу – середньо-дрібнозернисті породи. Переважно вони масивні, рідше слабко розсланцьовані. Амфібол в породі представлений видовженими та ізометричними нематами розміром від 0,3 мм до 1,5 см, має виражений зелений колір, належить до ряду рогова обманка-актиноліт. Розподіл плагіоклазу нерівномірний, від звичайного 1-5 % до 15-20 % на початку і в кінці інтервалу, де породу можна ідентифікувати як метагабро.

Рис. 3.17. Метапіроксеніт в керні свердловини 10 на глибині 92,8 і 177,0 м.

Таблиця 3.5. Хімічний склад* метапіроксенітів амфіболових і меланократових метагабро Ганнівського родовища та мезозойських (проби 919-22, Н-1) і кайнозойських (70-291) неметаморфізованих піроксенітів [64, 94].

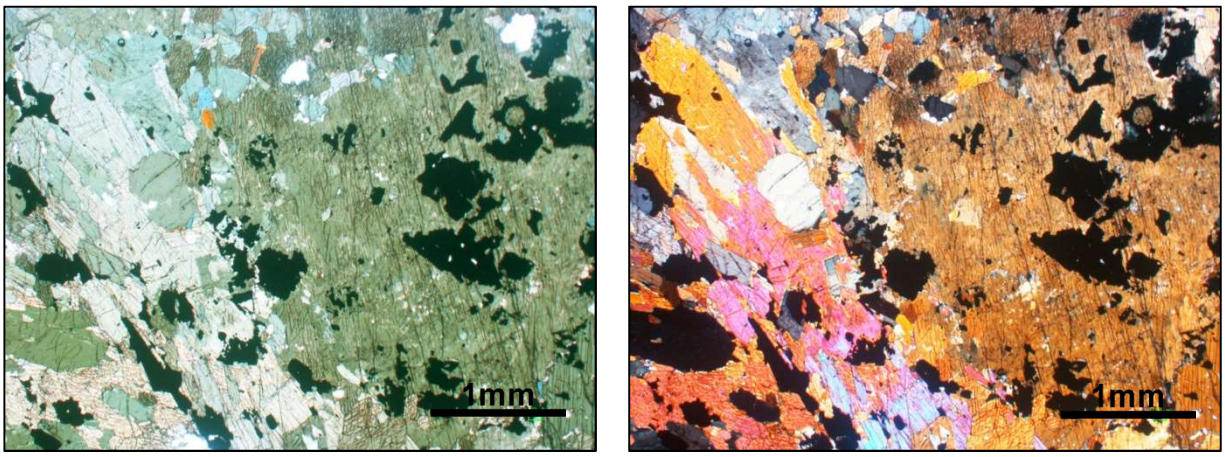
Номер проби	10-177	10-92,8	10-90,9	10-90,7	6-220,0	70-291 [64]	919-22 [94]	Н-1 [94]
	Метапіроксеніти амфіболові і меланократове метагабро					Піроксеніти		
SiO_2	43,27	37,70	41,98	42,36	43,47	46,84	39,39	48,80
TiO_2	0,33	2,50	0,83	0,71	0,53	0,11	1,25	0,42
Al_2O_3	9,96	13,10	13,38	15,65	10,52	13,47	11,82	6,08
Fe_2O_3	16,69	27,91	23,20	20,29	17,53	7,84	14,56	12,38
MnO	0,28	0,36	0,36	0,32	0,32	0,17	0,21	0,20
MgO	17,42	7,75	9,90	8,54	13,25	16,12	19,24	19,89
CaO	10,38	8,77	8,45	8,80	11,09	13,97	12,81	11,62
Na_2O	0,58	1,11	1,36	1,97	0,93	0,75	0,21	0,81
K_2O	0,75	0,84	0,43	0,41	0,26	0,02	0	0,02
P_2O_5	0	0,03	0,04	0	0	0,03	0	0,08
NiO	0,08	0,02	0,03	0,02	0,05	-	-	-
Cr_2O_3	0,02	0	0,00	0	0,02	-	-	-
V_2O_5	0,04	0,22	0,06	0,05	0,05	-	-	-
Сума	99,79	100,31	100,02	99,12	98,01	99,32	99,49	100,25

Примітка. Хімічний склад метапіроксенітів виконані в лабораторії ІГМР НАН України методом РФА.

З гл. 92,5 м метапіроксеніт містить дрібні (0,1-0,5 мм) зерна піриту, піротину, зрідка халькопіриту (разом до 2-3 %). В інт. 92,6-92,8 м відмічаються поодинокі вкраплення гранату – альмандину розміром 2-4 мм. Верхній контакт

з метаалевролітами прослідковується за зоною вивітрювання, а нижній проходить вздовж кварцового прожилка завширшки 6 см. Потужність тіла метапіроксенітів складає 8,9 м.

Під мікроскопом (Рис. 3.18) метапіроксеніти цього інтервалу характеризуються нематобластовою, пойкілонематобластовою структурою. Для великих немат амфіболу (чермакіту), розмір яких сягає 1-1,5 см, подекуди характерна наявність великої кількості включень рудного мінералу (магнетиту, титано-магнетиту) розміром від 0,3 мм до 1,2 мм. Мінеральний склад під мікроскопом (у %): амфібол – 85-90, рудний – 10-15, польовий шпат (плагіоклаз) – од.з.



а *б*

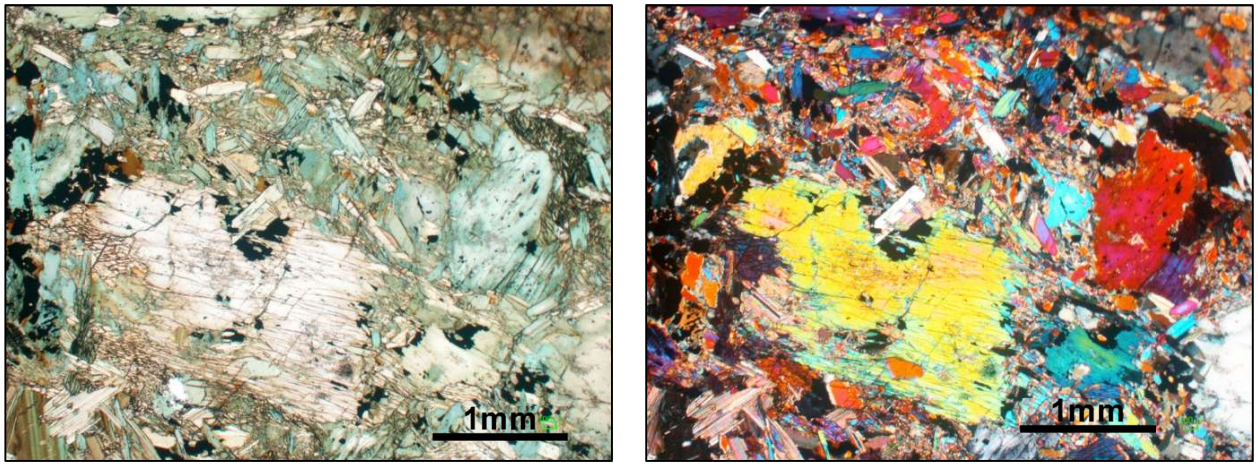
Рисунок 3.18. Метапіроксеніти в шліфі 10/92,8. Мікрознімок ***а*** – без аналізатора, ***б*** – з аналізатором (в схрещених ніколях).

Нижче в розрізі свердловини метапіроксеніти спостерігаються в інт. гл. 172,9-183,2 м. Їхня потужність складає 10,3 м. Це зелено-сірі, зелені, середньо-, місцями з поступовими переходами до дрібнозернистих, масивні породи, в покрівлі та підошві інтервалу розсланцьовані. В інт. 173,6-175,5 м вони інтенсивно розсланцьовані. Внаслідок цього вони набули яскраво вираженої лінзовидно-сланцюватої, звилькуватої текстури, яка нагадує ігнімбріти: темно-сірі, чорні смужки і лінзи біотиту завдовжки 0,5-3 см і завширшки 1-3 мм та зелені амфіболові ніби цементуються тонкозернистим світло-сірим матриксом. Породи помірно сульфідизовані (2-3 % піротину,

піриту і халькопіриту); в підошві інтервалу їх кількість поступово зменшується до 0,5 %. Верхній контакт доволі чіткий і різкий: перехід від зелено-сірих дрібнозернистих плагіоклаз-амфіболових порід (метатуфи базальтів) до сіро-зелених середньозернистих суттєво амфіболових (метапіроксенітів). Нижній контакт з метабазальтами також чіткий і проходить по зоні окварцювання.

Під мікроскопом метапіроксеніти з гл. 177 м мають гетеронематобластову структуру (Рис. 3.19). Розмір виділень амфіболу змінюється від 0,2 мм до 2,5 мм. Дрібніші зерна як правило включені у більші. Мінеральний склад під мікроскопом (у %): амфібол (чермакіт, актиноліт) – 85-90, біотит – 2-5, рудний – 10. У порівнянні з попереднім інтервалом відмічається невелика кількість біотиту. Добре окреслені таблитчасті немати амфіболу нагадують реліктові форми піроксену, за рахунок якого вони утворилися.

Особливості хімічного складу породотвірних та рудних мінералів метапіроксенітів і меланократових метагабро наведені в таблицях 3.3, 3.6 і 3.7.



а ***б***

Рисунок 3.19. Метапіроксеніти в шліфі 10/177,0. Мікрознімок ***а*** – без аналізатора, ***б*** – з аналізатором (в схрещених ніколях).

Описані метапіроксеніти, які січуть розріз стратифікованих утворень Ганнівського родовища молібдену, складають невеликі лінзоподібні інтрузивні тіла. Вони проривають утворення метабазитів новокриворізької світи і не прослідковуються вище за розрізом серед порід скелюватської світи. Це

свідчить про їхнє формування в мезоархеї або на початку неоархею, після того, як були накопичені базальтоїдні товщі новокриворізької серії.

Таблиця 3.6. Результати мікрозондового аналізу амфіболів, ваг. %.

№ за/п	Номер зразка	Номер ан.	Компонент											Сума
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	
	7/109,7	4	54,84	0,04	5,56	13,33	0,56	13,68	11,91	0	0,07	-	-	99,99
	7/109,7	5	53,67	0	6,16	12,29	0,18	15,26	11,92	0,44	0,09	-	-	100,01
	7/109,7	6	54,25	0,33	5,17	12,47	0,34	13,99	11,90	1,45	0,12	-	-	100,02
	7/109,7	7	55,69	0	5,33	12,68	0,38	13,67	12,08	0	0,20	-	-	100,03
	7/109,7	8	54,99	0,19	5,17	12,62	0,47	13,86	11,91	0,60	0,19	-	-	100,00
	7/109,7	11	52,90	0,01	6,61	12,67	0,29	13,55	11,77	1,95	0,18	-	-	99,93
	7/109,7	12	52,90	0,03	6,45	12,81	0,70	13,36	12,20	1,25	0,30	-	-	100,00
	7/109,7	14	54,48	0,13	6,46	13,14	0,36	13,40	11,90	0	0,13	-	-	99,99
	7/109,7	17	53,70	0	6,30	12,68	0,47	14,01	11,36	1,07	0,40	-	-	100,00
	7/109,7	18	53,47	0	6,88	14,03	0,26	13,27	11,69	0,16	0,22	-	-	99,99
	7/109,7	19	54,34	0,14	7,16	12,62	0,32	13,24	11,50	0,33	0,32	-	-	99,97
	10/92,8	11	40,59	0,28	13,11	24,79	0,45	7,97	11,35	0,70	0,63	-	0,11	99,98
	10/92,8	12	41,26	0,35	12,38	24,56	0,53	7,63	11,38	1,32	0,59	-	0	100,00
	10/92,8	13	40,44	0,52	13,10	24,03	0,66	6,99	10,89	2,22	0,66	-	0,48	99,99
	10/92,8	14	40,70	0,21	12,82	25,75	0,59	7,01	11,85	0,47	0,60	-	0,04	100,04
	10/92,8	15	40,85	0,21	13,48	25,06	0	6,41	11,64	1,88	0,47	-	0	100,00
	10/92,8	16	39,95	0,42	13,20	25,05	0,47	7,11	11,49	1,77	0,54	-	0	100,00

Примітка. Зразки: 7/109,7 – меланократове метагабро, 10/92,8 – метапіроксеніт амфіболовий.

Таблиця 3.7. Результати мікрозондового аналізу магнетиту (ан. 1-5) та ільменіту (ан. 6-10) в піроксеніті амфіболовому, зразок 10/92,8, ваг. %

Номер за/п	Номер зразка	Номер аналізу	Компонент								Сума
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	V_2O_5	SO_3	
1.	10/92,8	4	1,46	0	1,05	95,22	0,23	0	1,26	0,77	99,99
2.	10/92,8	4/1	1,22	0,50	0,86	95,02	0,17	0	1,40	0,83	100,00
3.	10/92,8	5	1,17	0,14	1,00	95,17	0,22	0,02	1,36	0,90	99,98
4.	10/92,8	6	1,18	0	1,20	95,70	0,04	0	1,22	0,67	100,01
5.	10/92,8	7	1,19	0	1,21	95,36	0,14	0	1,07	1,02	99,99
6.	10/92,8	1	1,13	49,15	0,69	48,30	0,63	0	0,08	0,01	99,99
7.	10/92,8	2	0,76	50,36	0	46,44	1,19	0,15	0,42	0,68	100,00
8.	10/92,8	3	1,00	48,88	0,60	47,64	0,92	0	0,49	0,46	99,99
9.	10/92,8	7/1	0,84	49,90	1,03	46,73	0,96	0,01	0,54	0	100,01
10.	10/92,8	7/2	0,78	50,94	0,66	45,50	1,08	0	0,70	0,35	100,01

Основними ознаками, за якими виявлені ультрамафітові породи ідентифікуються як метаморфізовані амфіболові піроксеніти, є такі:

1. Залягання у вигляді інтрузивних тіл. Амфіболові метапіроксеніти залягають у вигляді січних малопотужних (8-20 м) тіл, які перетинають метабазальти новокриворізької світи, що є ключовою ознакою їх інтрузивного походження. Їхні ендоконтакти іноді складені меланократовими метагабро. Окрім цього, в більш потужних тілах можна спостерігати поступове зменшення кристалічності порід від крупно- і середньо-крупнозернистих у внутрішніх частинах до дрібно- і середньо-дрібнозернистих – по периферії. Переходи від амфіболових метапіроксенітів до меланократових метагабро є нечіткими та поступовими, що може свідчити про розшарованість первинних інтрузій. Важливо, що метапіроксеніти проривають лише утворення метабазитів новокриворізької світи і не простежуються вище за розрізом у метатеригенних відкладах криворізької серії, таких як скелюватська світа.

2. Реліктові структурно-текстурні петрографічні ознаки. На макроскопічному рівні метапіроксеніти у розрізах свердловин мають зелено-сірий або зелено-темно-сірий колір, середньо-крупнозернисту структуру, яка поступово змінюється до середньо- та дрібнозернистої. Переважно вони масивні, рідше слабко розсланцьовані. Амфібол (головним чином, чермакіт) у породі представлений видовженими та ізометричними нематами розміром від 0,3 мм до 1,5 см, має виражений зелений колір і належить до групи рогової обманки. Під мікроскопом спостерігається нематобластова, пойкілонематобластова структура. Мінеральний склад: 85-90% амфіболу (чермакіт, зрідка актиноліт і тремоліт), 2-5% біотиту та 1-2%, інколи до 8-10 % рудних мінералів. Добре окреслені таблитчасті немати амфіболу нагадують реліктові форми піроксену, за рахунок якого вони утворилися. Для порівняння, метабазальти лавової фації, серед яких залягають метапіроксеніти, зазвичай дрібно- або тонкозернисті, зеленувато-сірі, темно-сірі до чорних, слабко сланцюваті або масивні. Метабазальти зазвичай формують чітко виражене грубе перешарування лавової та туфової фацій, що добре ідентифікується в розрізах. Під мікроскопом метабазальти мають нематогранобластову однорідну

структуру. Їхній мінеральний склад: 50-80% амфіболу, 35-40% плагіоклазу, 5-6% кварцу, 3-6% біотиту та 1% магнетиту.

3. Геохімічні особливості: Метапіроксеніти характеризуються низьким вмістом SiO_2 (38-44 %) та високими концентраціями MgO (до 17 %) і CaO (8-11 %). Ці особливості хімічного складу за головними породотвірними елементами підтверджують належність досліджених порід до мафіт-ультрамафітів. Щодо вмісту індикативних для ультрамафітів хімічних елементів, таких як кобальт, хром, нікель, спостерігається їх підвищений вміст у порівнянні з метабазитами криворізької світи. Зокрема, метапіроксеніти містять Co у середньому 60,89 г/т, тоді як метабазальти – 52,56 г/т. Вища концентрація кобальту в метапіроксенітах узгоджується з їх походженням з більш глибинних, мафіт-ультрамафітових джерел. Вміст Cr в метапіроксенітах становить 145,34 г/т, що вище, ніж у метабазальтах – 124,99 г/т. Метапіроксеніти характеризуються вмістом нікелю 162,42 г/т, який помітно нижчий у метабазальтах – 125,59 г/т.

Наведені дані щодо збагачення Co, Cr, Ni в метапіроксенітах, порівняно з метабазальтами, разом із низьким вмістом SiO_2 та високими концентраціями MgO і CaO демонструють, з одного боку їх відмінність від метабазитів новокриворізької світи, з другого боку, дають змогу припустити їх первинну інтрузивну природу. Вихідними породами ймовірно були амфіболові піроксеніти і меланократові габро. Водночас, зроблені висновки є авторськими і відображають точку зору, сформовану на основі проведених спостережень і отриманих аналітичних даних.

4. Подібність до фанерозойських амфіболових піроксенітів. До виявлених нами ультрамафітових порід Ганнівського родовища застосована термінологія «амфіболові метапіроксеніти» за аналогію з близькими за хімічним складом фанерозойськими слабко або неметаморфізованими піроксенітами (Табл. 3.5). Такими аналогами розглядаються мезозойські амфібол-піроксенітові породи (проби 919-22 та H-1) у Французьких Піренеях [64], і кайнозойські ультрамафіти (проба 70-291) у Новій Ідрії, Каліфорнія [94],. Слабко

метаморфізовані протерозойські піроксеніти ультрамафітового комплексу Бхавані у Південній Індії [61] є аналогами за вмістом Al_2O_3 – 6-13,6%, MgO – 3,6-14,3% і CaO – 8,4-15,5% за дещо вищого вмісту SiO_2 – 49,6-55,5%.

3.4 Метасоматичні утворення

Головний обсяг мінералізації молібдену представлений різною мірою розсланцьованими, помірно окварцьованими, епідотизованими і біотитизованими метабазитами. Зазвичай вони містять жильно-прожилкові утворення кварцового, епідот-кварцового, епідотового, інколи польовошпат-кварцового складу та помірну (0,5–3 %) сульфідну мінералізацію. Обсяг жильного матеріалу складає від 0,5 % до 3–5 %. Важливо зазначити, що інтервали інтенсивного розвитку кварц-епідотових та епідотових будинованих прожилків (до 15–20 %) є практично безрудними. Польове вивчення керну розвідувальних свердловин та виконані мінералого-петрографічні, в тому числі мікрозондові дослідження, свідчать, що провідним молібденогенерувальним процесом є кремнієво-лужний метасоматоз – окварцювання і біотитизація.

Точка зору про значне поширення і ключову роль процесів скарнування та грейзенізації у формуванні зруденіння молібдену, якої дотримувались автори пошукових робіт [9], базувалась на припущеннях про первинно осадову природу рудовмісних амфіболітів новокриворізької світи. Такі погляди панували довгий час серед геологів, які досліджували Криворізьку структуру і апріорі вважали її розріз виключно теригенним. Варто зазначити, що вже у 2010 р. автори пошуково-оціночних робіт [30] припустили більш імовірним магматичний генезис порід новокриворізької світи. І у своїх висновках вони порівнюють прояви метасоматичної амфіболізації в межах Ганнівської ділянки з білярудними амфіболовими метасоматитами золото-молібденового зруденіння в архейських магматичних комплексах Сурської ЗКС.

На сьогодні накопичено достатній обсяг петрографічних, мінералогічних, петрохімічних, геохімічних та інших даних, які однозначно свідчать про вулканогенне походження амфіболітів новокриворізької світи. Це переважно

метавулканіти основного складу: метабазальти лавової і туфової фацій. Продуктивна мінералізація локалізується переважно в лавових метабазальтах. Метатуфи доволі рідко містять окремі вкраплення молібденіту і є практично безрудними, хоча рівень їхньої сульфідизації (піротин і пірит) високий і подекуди сягає 8 % і більше.

Як відомо, головною умовою утворення скарноїдів є наявність вихідних вапняковисто-силікатних порід. Метатуфи базальтів доволі рідко містять окремі вкраплення молібденіту і є практично безрудними, хоча й відмічається високий рівень їх сульфідизації. Слід відмітити, що в породах є небагато (<1 %) карбонатних утворень, представлених поодинокими малопотужними (0,1-1 см) післягенетичними прожилками, які мають безперечно вторинний розвиток і не можуть бути значним джерелом для утворення скарноїдів. Також помилково віднесли до високотемпературної зони скарнування поширені в межах родовища кордієрит-антофілітові породи, які складають стратифікований горизонт – метаморфізовану кору вивітрювання, що сформувалась, на наш погляд, за рахунок руйнування мезоархейських метабазитів новокриворізької світи [49]. До того ж кордієрит-антофілітовий горизонт у вертикальному розрізі свердловин не має ані просторового, ані генетичного зв’язку з рудною мінералізацією і гіпсометрично залягає на відстані до 100 м вище від молібденоносних зон.

Щодо наявності грейзенів, то подекуди зруденіння молібденіту в гранітах демуринського комплексу дійсно пов’язується з локальними ділянками окварцювання та мусковітизації. Проте його частка в загальному обсязі руд несуттєва і не перевищує 10-15 %.

3.5 Корисні копалини району Криворізької структури

В районі Криворізької структури або Криворізького залізорудного басейну (Кривбасу) у кристалічному фундаменті виявлено 166 родовищ і проявів корисних копалин, які за генезисом належать переважно до метаморфічної, рідше до магматичної, метасоматичної та залишкової (кори вивітрювання) груп.

В осадовому чохлі відкрито 145 об’єктів. З них найважливішими є буре вугілля, титан-цирконієві розсипи, марганцеві руди і різні будівельні матеріали.

Безперечно, провідне місце належить залізу, яке утворює низку крупних родовищ, що складають мінерально-сировинну базу діючих гірничо-збагачувальних комбінатів. Сьогодні в межах Криворізької структури нараховується 18 родовищ з розвіданими запасами залізних руд. Серед багатих руд виділяють саксаганський, інгулецький і першотравневий типи, а серед бідних – скелюватський, правобережний і верхівцевський типи. Багаті руди саксаганського типу становлять 85% усіх розвіданих запасів багатих руд Кривбасу. Бідні залізисті руди складають основну масу всіх родовищ Криворізького басейну і є сировинною базою гірничо-збагачувальних комбінатів.

Серед кольорових металів відомі Високопільське родовище та понад 10 проявів алюмінію, які представлені бокситоподібними породами і бокситами; два генетичні типи родовищ і рудопроявів нікелю; магматичні сульфідні мідно-нікелеві (Володимирівський і Олександрівський рудопрояви) та силікатні нікелеві руди кори вивітрювання (Тернівське, Червоний Яр, Девладівське родовища); мінералізація міді представлена Червоношахтарським, Олександрівським, Алферівським рудопроявами; головним представником зруденіння молібдену є Ганнівське родовище – об’єкт дисертаційних досліджень, а також декілька рудопроявів, описаних в Розділі 1; відмічаються поодинокі прояви миш'яку в Алферівській структурі; Жовтянський рудопрояв вольфраму у залізистих кварцитах криворізької серії.

В останні десятиліття значна увага приділялась виявленню мінералізації рідкісних металів і рідкісноземельних елементів (РЗЕ), як у межах Кривбасу, так і прилеглих до нього територій Середньоприднiпровського та Інгульського мегаблоків. В результаті виконання геологозйомочних та пошукових робіт різного масштабу була виявлена низка проявів РЗЕ, причому зруденіння зафіксоване у кристалічному фундаменті, в корі вивітрювання, а також у відкладах осадового чохла. Зокрема, нами вивчався Котлярівський рудопрояв

РЗЕ [39]. В результаті проведених досліджень достовірно встановлено рідкісноземельний фосфат – монацит. Мінералого-петрографічними дослідженнями з'ясовано внутрішню будову зерен монациту та його склад, простежено характер вторинних змін монациту та зумовлену ними внутрішню структурно-речовинну неоднорідність.

Потенційним джерелом мінералізації РЗЕ та рідкісних металів розглядаються гранітні пегматити, які мають широкий розвиток в межах території досліджень. Нами досліджувалися маловивчені пегматити східніше Ганнівського родовища в зеленокамяних утвореннях Сурської і Верхівцевської ЗКС, аналогічних новокриворізькій світі Криворізької структури [38]. В межах виділених в цих структурах відповідно Карнаухівсько-Правдинського та Грушево-Рудицинського пегматитових полів рекомендовано виконати спеціалізовані пошукові роботи на рідкісні метали, пов'язані з пегматитами.

Вивчено також Гурівський комплексний апатит-уран-рідкісноземельний рудопрояв [12], що приурочений до контакту однойменного гранітоїдного масиву з метаосадовими породами інгуло-інгулецької серії. Продуктивну мінералізацію вміщують аргілізити, які представлені нижньою монтморилоніт-хлоритовою і верхньою каолініт-хлоритовою з гідрослюдою зонами:. Мінералами-концентраторами РЗЕ у корінних породах є ксенотим і монацит, а в аргілізитах виявлений лише ксенотим. Ксенотим і монацит містять незначну кількість урану. Власних мінералів урану у дослідженій руді не виявлено.

Серед благородних металів відомі рудопрояви золота в зеленокам'яних, залізисто-кременистих і чорносланцевих утвореннях: рудопрояви Жовтянський, Петрівський, Графітівський та ін. Вміст Au в окремих пробах сягає 3-5 г/т.

Важливою корисною копалиною району є графіт: відкрито чотири родовища та чотири прояви графіту. Найперспективнішими є родовища Балахівське, Варварівське, Кодацьке. Для них характерний чіткий літолого-стратиграфічний контроль зруденіння.

РОЗДІЛ 4. ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗВИТКУ РУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ТА БУДОВА МОЛІБДЕНОВОРУДНИХ ЗОН

Молібденове зруденіння представлене молібденітом і локалізується переважно в метабазальтах лавової, зрідка туфової фацій. Молібденіт супроводжується помірною мінералізацією інших сульфідів – піриту, піротину, рідше халькопіриту. Переважає дрібна (0,1-1 мм) вкрапленість по масі породи, рідше субзгідні нитковидні, лінзовидні смужки та дуже рідко гніздоподібні скупчення сульфідів розміром у перші см. Виділення сульфідів приурочені, головним чином, до кварцових прожилків потужністю 1-3 мм, рідко більше. Вмісні породи (метабазальти, граніти) в незміненому вигляді не містять сульфідів або на рівні 0,1-1 %. В межах мінералізованої зони рівень сульфідизації може підвищуватися до 2-3 %, проте без такого закономірного розподілу, який доволі виразно прослідковується для молібденіту. А саме, в напрямку від крайових до центральних частин зони, де і виділяється зазвичай одне рудне тіло, вміст молібдену поступово зростає від 0,01 % до 0,5%. Молібденоносна зона інколи розпадається на окремі рукави або охоплює в тому числі і гранітоїди на контакті з метавулканітами новокриворізької світи. Однак частіше мінералізація, яка розвивається безпосередньо на контакті або в ендоконтакті гранітоїдів демуринського комплексу, формує самостійну, відокремлену від основної молібденоносну зону, менш потужну (від перших метрів до 10 м, рідко 20 м), невитриману (з перервами) та з нижчим вмістом молібдену.

Розглянемо детальніше будову молібденоносних зон і особливості розвитку молібденової мінералізації за представницькими перетинами у свердловинах, пройдених у 2020-21 рр.

4.1 Характеристика рудних (рудоносних) зон і рудних тіл

Зруденіння молібдену, як відмічалось вище, приурочене до зони контакту метабазальтів новокриворізької світи з гранітоїдами демуринського комплексу,

які укорінились уздовж північно-східного борту Криворізької структури. Молібденоносна зона потужністю від 15-20 до 100-120 м простягається на відстань понад 9 км субпаралельно контакту. Вона охоплює, головним чином, метабазальти, частково власне контакт і ендоконтактові граніти (Рис. 4.1, Рис. 4.2). Іноді суцільність зруденіння молібдену в гранітах може перериватись, а в метабазальтах – віддалятися від контакту на відстань до 50 м у вигляді «рукавів».

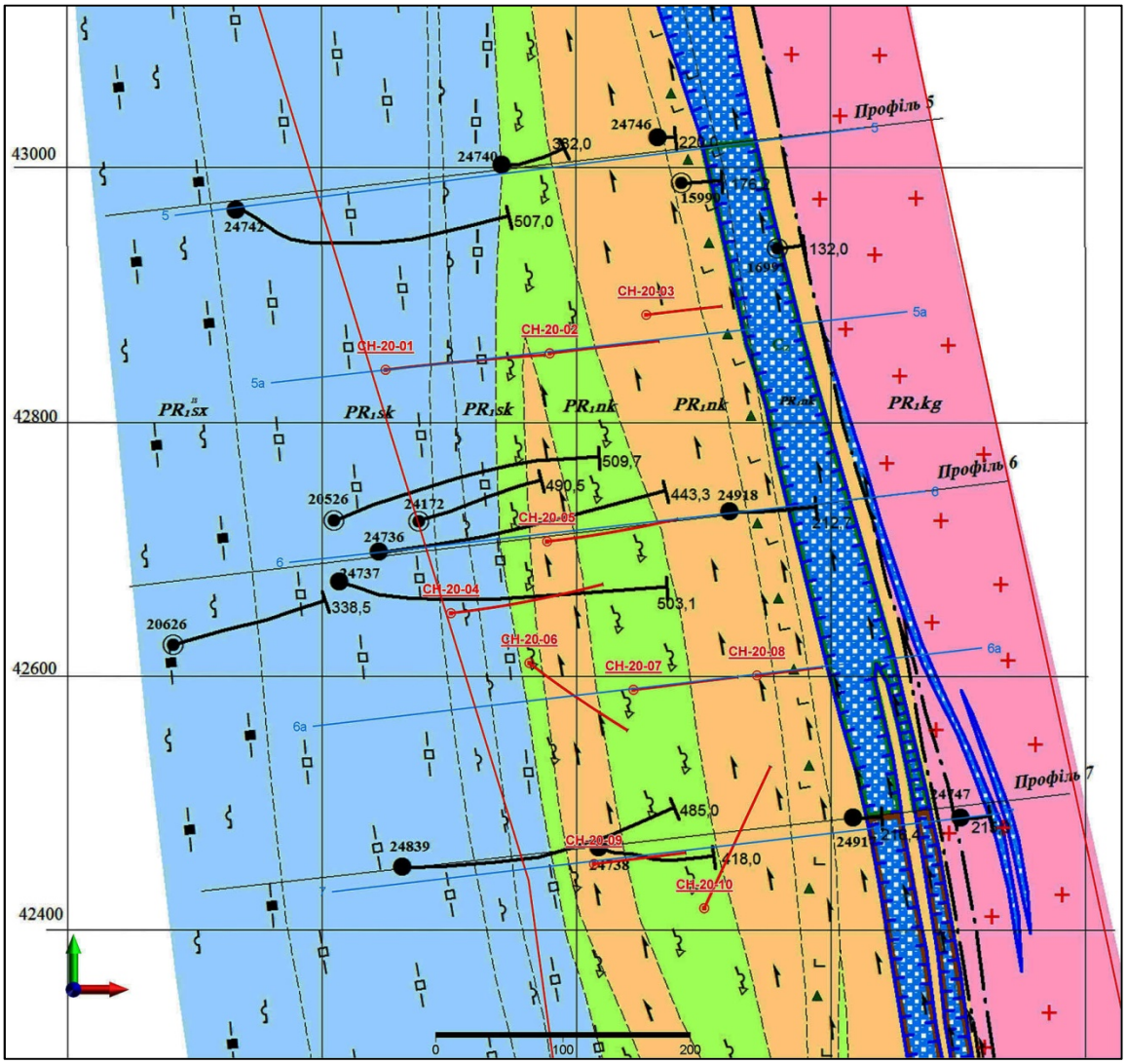


Рисунок 4.1. Геологічна карта центральної частини Ганнівського родовища молібдену (ділянка Червона, за [30]). Умовні позначення див. на рис. 4.2.

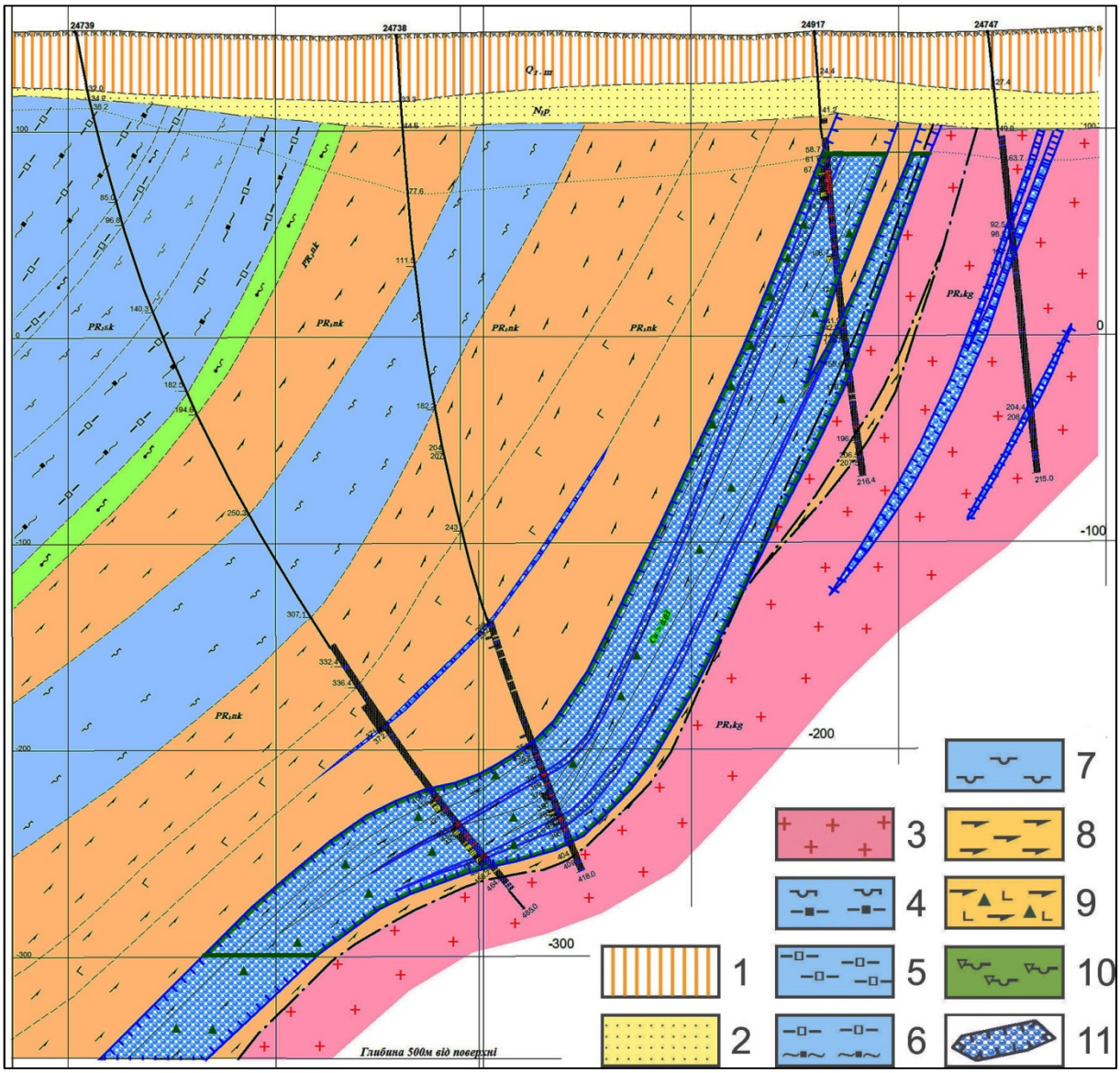


Рисунок 4.2. Геологічний розріз центральної частини Ганнівського родовища молібдену (ділянка Червона, за [30]) вздовж профілю бурових свердловин 7: 1 – четвертинні суглинки; 2 – палеоген-неогенові відклади; 3 – гранітоїди демуринського комплексу; 4 – сланці кварц-біотит-кумінгтонітові з магнетитом; 5 – кварцити мономінеральні (метапісковики, метагравеліти скелюватської світи); 6 – кварцити слюдисті з гранатом (метапісковики, метаалевроліти); 7 – сланці кварц-біотитові (метааргіліти, метаалевроліти); 8 – амфіболіти роговообманкові (метабазальти новокриворізької світи); 9 – габро-амфіболіти (метагабро, метапіроксеніти); 10 – сланці амфіболові, амфібол-біотитові; 11 – молібденові рудні зони і тіла з вмістом Mo 0,01 % і вище.

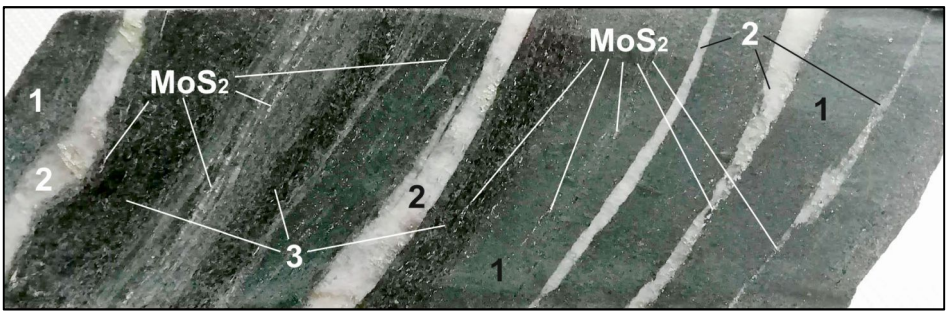
У межах мінералізованої зони кількість сульфідів як у метабазальтах, так і в гранітоїдах варіює від 0,5 до 3 %. Безпосередньо молібденіт приурочений до зальбандів малопотужних (0,01-2 см) кварцових жил і прожилків. Часто він є у кварцових лінзах, будинах, карманах. Малопотужні молібденітвмісні кварцові жильно-прожилкові утворення набувають характерного голубувато-металевого відтінку. За морфологією поширені як прямолінійні, однорідні з чіткими обмеженнями жили і прожилки, так і звивисті, хвилясті, з нерівними контактами, неоднорідної внутрішньої будови. Переважна більшість із них невитриманої потужності, розлінзовані, будиновані та орієнтовані субзгідно до сланцюватості вмісних порід. Січні взаємовідношення спостерігаються рідко.

В асоціації з молібденітом постійно присутні сульфіди: пірит, піротин, халькопірит. Вони утворюють дрібну (0,1-1 мм) вкрапленість в основній масі породи, рідше субзгідні нитко-, лінзоподібні смужки та гніздоподібні скупчення розміром у перші сантиметри, приурочені до прожилків світло-сірого кварцу. Загалом спостерігається більш-менш рівномірний розподіл піриту, піротину і халькопіриту в межах мінералізованої зони (зон). Тоді як для молібденіту у багатьох свердловинних перетинах проявлена симетрична зональність: у напрямі від крайових до центральних частин зони його вміст поступово збільшується від окремих, ледь помітних лусок, переривчастих ниткоподібних виділень до вкраплень, гніздоподібних кишень, лінз, примазок завбільшки 1-5 мм, іноді до 1-2 см. Відповідно вміст молібдену зростає від 0,001 % в крайових до 0,8 % в центральних частинах зони, де звичайно виділяється одне рудне тіло. Тому загальні контури рудних тіл можна виділити під час польової документації за найвищою концентрацією молібденіту в керні, а підтвердити та локалізувати вже за даними лабораторних досліджень і вмістом молібдену у пробах понад 0,01 %.

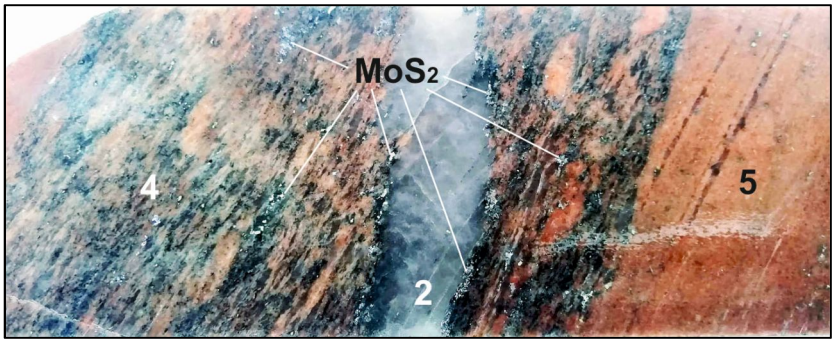
Зазвичай інтенсивний розвиток молібденіту спостерігається в зонах помірного окварцювання порід, біотитизації метабазальтів і мусковітизації гранітоїдів. Потужність рудних тіл не витримана і змінюється від 1 до 10 м і в роздувах може сягати 18-20 м.

Молібденоносна зона (зони) з наявними в її осьовій частині рудними тілами за морфологією, речовинним складом і внутрішньою будовою розглядається як лінійний штокверк.

Загальний вигляд руд молібденіту в метабазитах і гранітоїдах продемонстровано на рис. 4.3. Нижче на прикладі конкретних свердловинних перетинів детально розглянемо закономірності розвитку і локалізації рудної мінералізації, особливості внутрішньої будови молібденоносних зон і рудних тіл у метабазальтах і в гранітах.



a



b

Рисунок 4.3. Загальний вигляд типових молібденових руд в поздовжніх розрізах керну свердловин: a – в метабазальтах, св. 01, гл. 368,8 м; b – в двопольовошпатових гранітах, св. 10, гл. 319,2 м. 1 – метабазальт, 2 – кварцові прожилки, 3 – зони біотитизації в метабазальті, 4 – граніт змінений, розсланцьований, 5 – аплітоподібна порода.

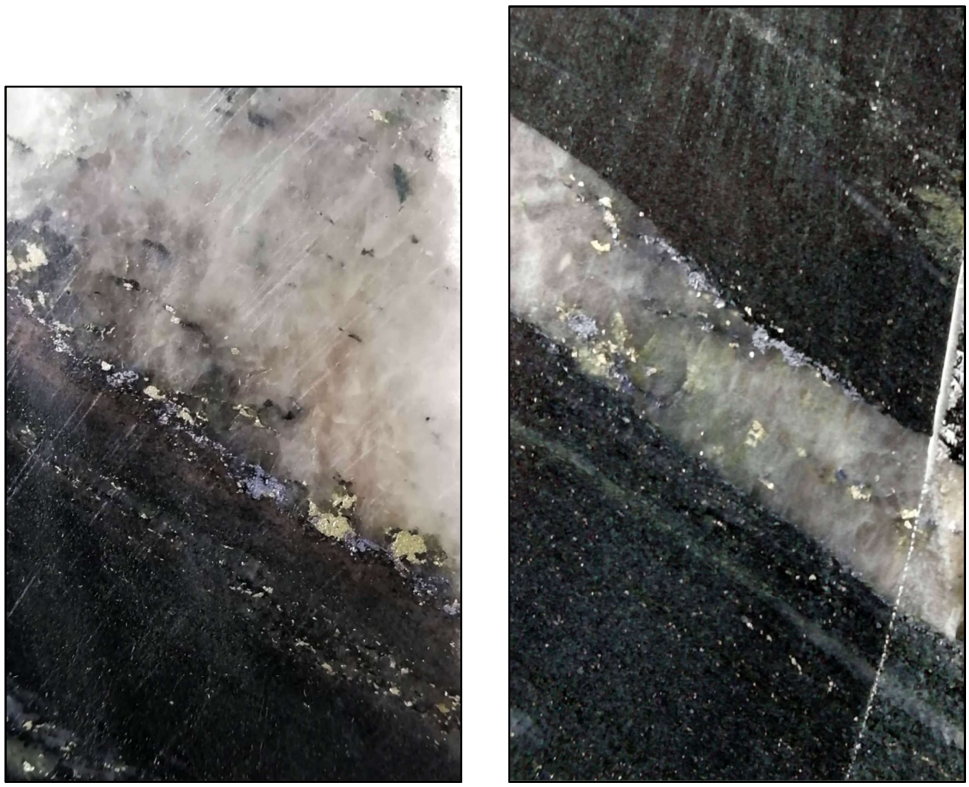
4.1.1 Мінералізація в метабазальтах новокриворізької світи

Свердловина 01. Головна молібденоносна зона у свердловині 01 виділяється в інтервалі 360-390 м. Вона фіксується за поступовим зростанням інтенсивності розсланцювання метабазальтів, кількості прожилкової маси,

вмісту сульфідів та наявністю молібденіту. Метабазальти різної інтенсивності сірого кольору із зеленкуватим відтінком, від тонкозернистих, афанітових у верхній частині шару до дрібнозернистих, розсланцьованих, пронизаних сіткою згідних та кососічних світло-сірих кварцових і світло-зелених, зеленувато-сірих кварц-епідотових прожилків та лінз потужністю від 1 мм до 4 см, деколи до 10 см. Вміст сульфідів від початку зони поступово зростає від < 1 % до 2-3 % і далі залишається на такому рівні. В інт. 363,8-364,2 м – прошарок метатуфа андезибазальтів псефітового, сульфідизованого (3-5 %). Після нього вміст сульфідів (піриту, піротину) знову падає до рівня 1 %, а зі 380 м відмічаються лише окремі дрібні вкраплення розміром до 0,5-1 см. На гл. 362,8 м поряд із зерном халькопіриту до 1 мм в асоціації з піритом і піротином виявлено пилоподібні (менше 0,1 мм) лусочки молібденіту. Далі з глибиною молібденіт (разом з піритом) наявний у вигляді добре помітних пунктирних смужок завдовжки декілька мм в зальбандах кварцових прожилків (Рис. 4.4,а), іноді в поперечних простяганню прожилків мікротріщинах. Поряд з видовженими скупченнями відмічають ізометричні вкраплення розміром до 3 мм.

З гл. 367,0 м з'являються поодинокі прошарки (5-10 см) сланців слюдистих, які також можуть вміщувати молібденіт. В інт. 373,5-374,3 м – метатуф андезибазальтовий світло-сірий псефітовий (середньозернистий) з пунктирними виділеннями молібденіту, в основі якого розміщується прожилок сірувато-білого кварцу потужністю 8 см. З гл. 377 м кількість молібденвмісних кварцових прожилків зменшується, відповідно і видимі молібденітові виділення відмічаються рідше (Рис. 4.4,б). Ймовірне молібденове рудне тіло локалізоване в інт. 366-372 м зі вмістом Mo до 0,1 %. Найглибша знахідка молібденіту знаходиться на гл. 386,7 м.

В інтервалі глибин 383-388,5 м розвинені світло-зелені кварц-епідотові прожилки потужністю 2-10 см, які лінзуються, будинуються, подекуди мають брекчієподібну внутрішню будову. Їх кількість до 10 % обсягу породи. Молібденіт відмічається спорадично у вигляді окремих мікролусочок (<0,1 мм).



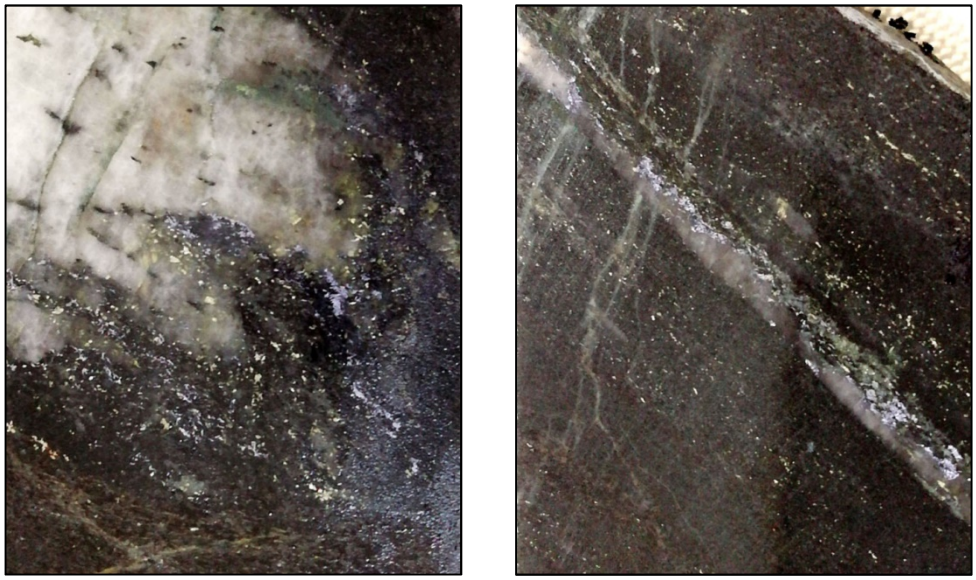
а *б*

Рисунок 4.4. Молібденіт у зальбанді кварцового прожилка в розсланцьованих метабазальтах новокриворізької світи. Кернові зразки: *а* – 01/370,2 (св. 01, гл. 370,2 м); *б* – 01/380,6 (св. 01, гл. 389,6 м).

Свердловина 03. Молібденоносна зона потужністю близько 60 м охоплює різні літологічні типи порід. В інт. 143,6-164,7 м вмісні породи – це метабазальти дрібно-тонкозернисті, сірі, темно-сірі із зеленуватим відтінком, тріщинуваті, сланцюваті. Характеризуються підвищеним розвитком жильно-прожилкового матеріалу (2-5%), помірно сульфідизовані (пірит, зрідка піротин, халькопірит, молібденіт) на рівні 1 %.

Виділяються такі типи жильно-прожилкових утворень: ***а)*** в інт. 146,4-147,0 м жилоподібне тіло складної будови карбонат-епідот-кварцового складу з перероблеими включеннями породи. Жила інтенсивно тектонізована, перем'ята, брекчійована. Молібденіт міститься у її лежачому боку; ***б)*** кварцові світло-сірі прожилки 1-3 мм, рідко до 1 см субзгідні та січні, з молібденітом в зальбандах. Найбагатший молібденіт-кварцовий прожилок відмічений на гл. 147,1 м; ***в)*** січні павутиноподібні епідотові, кварцові, епідот-кварцові

гілчасті і карбонатні звивисті прожилки, рідко з молібденітом; ***г)*** лінзи, лінзоподібні будини, кармани світло-сірого кварцу завбільшки 1,5-4 см. Молібденіт концентрується на звуженні і виклиненні лінз, будин і в нерівних обмеженнях кишень (Рис. 4.5).



а ***б***

Рисунок 4.5. Молібденіт в зальбандах кварцового карману (а) та кварцового прожилку (б), кернові зразки зі свердловини 03, гл. 147,1 м.

Як бачимо, в даному інтервалі глибини молібденіт приурочений до жильно-прожилкових форм типу ***б*** і ***г.*** Найчастіше він утворює лінзочки (до 1 см) хаотично орієнтованих лусок або скупченнями однаково орієнтованих видовжених пластинок (0,1-0,5 мм). Рідше відмічаються ізометричні вкраплення розміром 1-2 мм. Переважно молібденіт локалізується в зальбандах кварцових прожилків разом з піритом, подекуди з халькопіритом, або без них. Рідко виявляються самостійні вкраплення в основній масі породи або тонкі примазки на мікротріщинах сколювання.

З гл. 150,5 м фіксуються прожилкові виділення лише ***б*** і ***в*** типу. Молібденіт виявляється все рідше, сульфідів менше 1 %. Вміст молібдену в інт. 143,6-150,5 м оцінюється на рівні 0,1 %, далі по інтервалу – 0,01-0,05 %. В інт. 164,7-175,2 м молібденоносна зона представлена перешаруванням метабазальтів

лавової фації і сланців кварц-польовошпатових, слюдистих, біотит-амфіболових, амфіболових (метатуфи, метатуфіти, метасоматити по них). За окремими знахідками молібденіту в цьому інтервалі його вміст можна оцінити на рівні 0,01 % і менше. Сланці – від світло-сірих до темно-сірих з коричнюватим, зеленуватим відтінками, неоднорідні, від дрібно- до середньозернистих, слабко шаруваті, подекуди окварцьовані. Слюди представлені біотитом, можлива наявність мусковіту і флогопіту. На гл. 165,4 м добре помітна вкрапленість білого таблитчастого мінералу 0,5-2 мм – альбіту. Метабазальти переважають в інт. 166,5-168,5 м; 170,5-172,5 м, з іншими різновидами мають поступові, іноді різкі переходи.

Сульфідизація (пірит, піротин, подекуди молібденіт, халькопірит) розвинена у вигляді вкраплень, які тяжіють до поодиноких кварцових жилочок та лінзочок (1-3 мм), меншою мірою в основній масі породи. Бідна молібденітова мінералізація більш характерна для метабазальтових прошарків. Мікролусочки молібденіту часто розсіяні разом із сульфідами або без них в масі кварцу поблизу зальбандів прожилків, що надає їм синюватий, фіолетовий відтінок, або утворює дрібні амебоподібні, крабоподібні скупчення лусок розміром до 1 мм.

На гл. 169,2 м – лінзоподібна будинована кварц-епідотова жила чи кишеня зі складної форми і внутрішньої будови. Слюдисті різновиди можуть розглядатися як метасоматити – біотитизовані метавулканіти або як прошарки метаосадових порід переважно глинистого складу.

Зі 175,2 м до гл. 203,5 м молібденоносна зона продовжується в метабазальтах. Породи сірі, темно-сірі, дрібнозернисті плагіоклаз-амфіболові подекуди з біотитом, сланцюваті (на початку шару 50°, в середній частині 60° і в нижній – 45-50° до осі керна). У верхній частині наявні прошарки слюдистих сланців потужністю від 2-3 см до 10-20 см, рідко до 0,5 м (інт. 192,4-192,9 м). Зазвичай вони мають сланцювато-звивисту текстуру, що певним чином вказує на можливе їхнє метасоматичне походження. Разом з тим, це можуть бути певні структурно-текстурні елементи первинних лавових потоків, наприклад, бокові

чи фронтальні загартовані частини. В покрівлі (0,5 м) метабазальт тонкозернистий до афанітового з сіткою субзгідних і січних зеленувато-сірих павутиноподібних кварцових прожилків з епідотом Загалом для шару характерні одиничні сірі (1-3 мм) та білувато-світло-сірі (до 1 см) кварцові прожилки. Один із останніх на гл. 176,8 м має хвилястий вигин S-подібної форми. В інт. 177,15-177,4 м жила білого кварцу зі смужками епідотизованої, хлоритизованої вмісної породи та поодинокими вкрапленнями до 0,1-0,5 мм) сульфідів. Сульфідна мінералізація бідна (0,5 % і менше) та представлена піритом, піротином, зрідка халькопіритом у вигляді вкраплень та нальотів вздовж мікротріщин. На гл. 185,0 і 185,2 м прожилковидні зонки потужністю 3-5 см сульфідно-кварцового складу.

В інт. 182-187 м; 191-197 м кількість жильного матеріалу підвищується до 5-7 %. Поряд з кварцовими більшого поширення набувають світло-зелені, зазвичай перетиснуті, будиновані епідотові, кварц-епідотові 1-2 см прожилки, а також січні карбонатні (кальцитові) звивисті та прямолінійні виділення, які залічують тріщини завширшки 2-3 мм та іноді розташовуються кулісоподібно. Карбонат у вигляді гнізд інколи розвивається в межах більш ранніх кварцових і епідотових жильних утворень. Поодинокі вкраплення сульфідів (пірит, піротин, халькопірит) приурочуються зазвичай до тонких 1-3 мм кварцових прожилків.

В інт. 182,3-183,6 м; 192,9-196,0 м з'являються гранітоїдні прожилки і шліри рожево-світло-сірого, рожевого кольору потужністю від 0,5 см до 6-8 см. В екзоконтакті одного із них на гл. 182,25 м серед виділень піриту виявлені окремі зерна молібденіту. В інт. 190,9-191,2 м кварц-епідотова жила, яку субзгідно прориває аплітоїдний прожилок 3,5-5 см (Рис. 4.6).

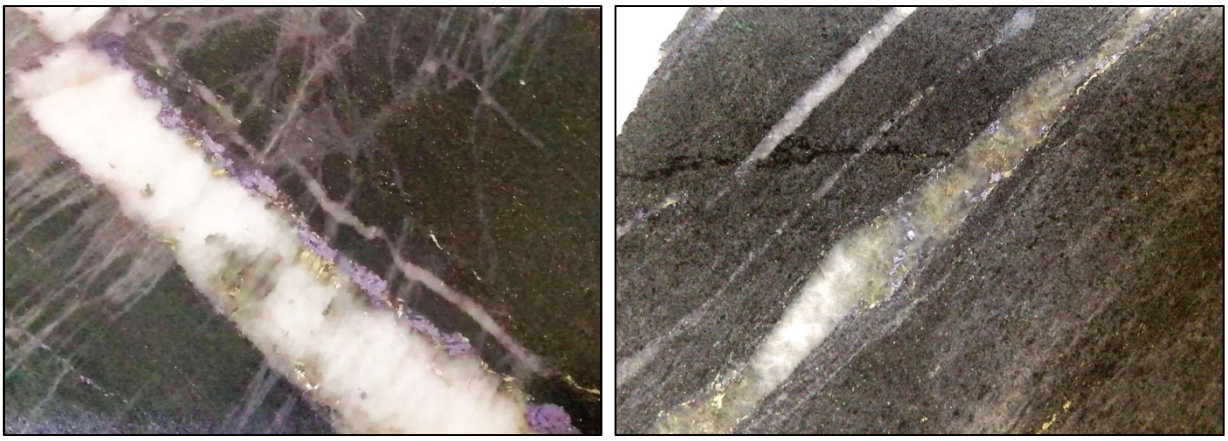
Спорадично молібденіт виявлений: в інт. 194,3-194,5 м – різноорієнтовані видовжені мікролускуваті пакети; на гл. 201,7 м окремі лінзочки завдовжки 0,5-2,5 мм і завширшки 0,2 мм безпосередньо в метабазальті вздовж сланцюватості; на гл. 202,9 м – тонкий (0,1-0,3 мм) пунктирний кварц-молібденітовий прожилок.

Рисунок 4.6. Кварц-епідотова жила (світло-зелене) в метабазальті, в яку вкоренився аплітоїдний прожилок (світло-сіре зі слабким рожевим відтінком), зразок керну зі св. 03, інт. 190,9-191,2 м.

Свердловина 06. Рудоносна молібденова зона починається з гл. 351 м. Вмісні метабазальти дрібно-тонкозернисті, зеленувато-сірі, темно-сірі, слабко сланцюваті (45-50° до осі керна), зрідка масивні, помірно розвиваються тонкі (1-2 мм) субзгідні прожилки кварцу з бідною сульфідною мінералізацією 0,5-1 % (пірит, піротин, рідко халькопірит). В інт. 340-344,5 м розвиток прожилків (до 7-8 %): світло-сірих, білих кварцових розлінзованих до 7-8 см та лінзовидних (будинованих) епідотових до 10-15 см. Часто кварцові прожилки перетинають епідотові. Відмічається помірна мінералізація піриту і піротину. В інт. 328,05-328,3 м метатуфіт амфібол-кварц-польовошпатовий світло-сірий середньозернистий (псефітовий) та в інт. 349,5-351,0 м серія прошарків аналогічних метатуфітів завширшки від 5 до 30 см. Інколи в них фіксуються одиничні вкраплення гранату (альмандину) розміром 0,3-1 см

На гл. 351,8 м за допомогою кишенькового мікроскопа виявлені дрібні лусочки молібденіту в тонких 0,5-2 мм сірих кварцових прожилках в асоціації з піритом. Далі з глибиною молібденіт в прожилках діагностується частіше, зростає його вміст до можливості макроскопічної діагностики. Молібденітвмісні поодинокі прожилки сірого, ще рідше білого кварцу відмічаються в кількості від 3-4 до 8-10 на 1 пог. м керну. Вмісні породи: метабазальти дрібнозернисті з прошарками сланців плагіоклаз-біотитових середньозернистих (інт. 357-357,4 м; 358,5-358,7 м; 359,0-359,2 м); в інт 355,9-

356,1 м – кварц-епідот-біотитовий метасоматит (?). Певної літологічної приуроченості мінералізації молібденіту не спостерігається. Молібденіт найчастіше представлений паличкоподібними виділеннями завбільшки 0,1-0,3 мм, які утворюють своєрідні решітчасті скупчення, часто в зростанні з піритом, інколи халькопіритом. Рідше молібденіт утворює ізометричні вкраплення (0,1-0,4 мм) мікролускуватої будови, які переважно приурочені до поодиноких прожилків білого кварцу завширшки 1-2,5 см. На гл. 356,1 м до лежачого зальбанду прожилка білого кварцу 1,5 см (Рис. 4.7) приурочена пунктирна смужка молібденіту завширшки до 6 мм, довжиною окремих пунктирів до 5 мм і видимою довжиною (обмежується діаметром керна) смужки 10 см.



а ***б***

Рисунок 4.7. Молібденіт в зальбандах кварцових прожилків в метабазальтах, кернові зразки зі св. 06: а – переривчаста смужка молібденіту в лежачому зальбанді кварцового прожилка, гл. 356,1 м; б – молібденіт і пірит в кварцових прожилках серед сланців плагіоклаз-біотитових, гл. 359,1 м.

В інт. 360,0-364,9 м метабазальти дрібнозернисті сірі слабкосланцюваті (45° до осі керна) до масивного, порівняно однорідні, містять лише поодинокі тонкі (до 2 мм) кварцові прожилки (2-3 на пог. м керна) з бідною халькопірит-піротин-піритовою мінералізацією і мікролусочками молібденіту (Рис. 4.8).

Рисунок 4.8. Вкраплення молібденіту в звивистому прожилку молочно-білого кварцу, керновий зразок, св. 06, гл. 360,1 м.

Глибше, в ін. 364,9-369,3 м зона представлена перешарування сланців біотитових, плагіоклаз-біотитових (з флогопітом) бурувато-сірого кольору, середньозернистих, звивистої текстури, з метабазальтами сірими дрібнозернистими з одиничними тонкими (1-1,5 мм) прожилками кварцу, в яких діагностується пірит, халькопірит, піротин, інколи молібденіт. Нижній контакт проведений по слабко звивистому світло-сірому кварцовому прожилку завширшки 1,5 см.

З гл. 371,3 м до контакту з гранітоїдами на гл. 401,3 м розвинені метабазальти дрібнозернисті, сірі, темно-сірі із зеленуватим відтінком, сланцюваті (45° до осі керна), з поодинокими тонкими (1 мм) субзгідними прожилками кварцу, одиничними епідотовими карманами (будинами?). В інт. 369,6-369,7 м та 370,4-370,8 м – прожилок і жила сірувато-білого кварцу з нерівними обмеженнями, ніби поступовим проникненням кварцу у вмісні породи, яке супроводжувалось убогою сульфідною мінералізацією (піротин, халькопірит, пірит). В екзоконтактах вздовж сколів відмічаються тонкі примазки молібденіту. Серед метабазальтів виділяються окремі прошарки сланців біотитових потужністю 2-5 см. Серія потужніших (від 10-15 см до 40 см) прошарків сланців біотитових, амфібол-біотитових (з флогопітом) сірого

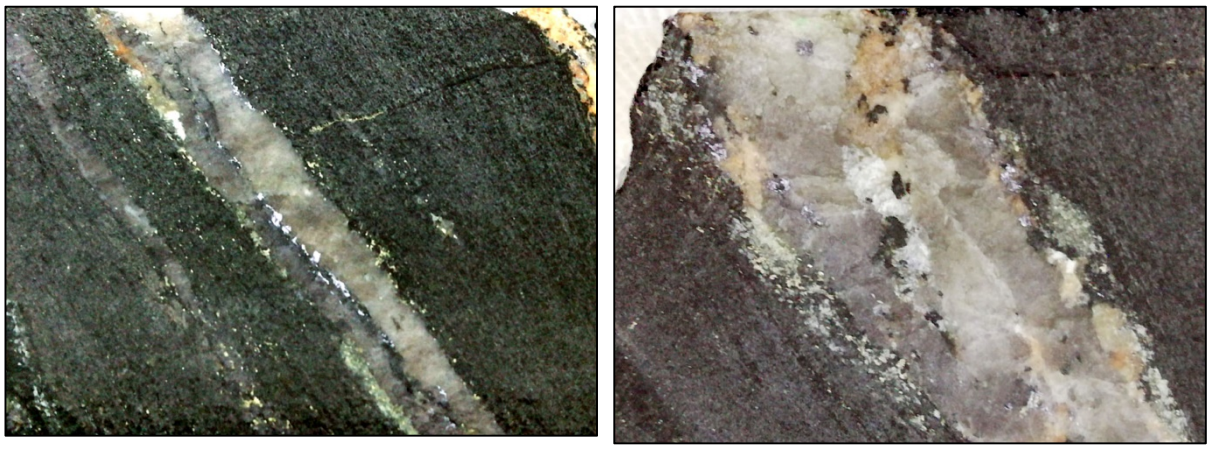
кольору із зеленуватим, буруватим відтінками звилькувато-хвилястої текстури в кількості до 40 % обсягу розрізу фіксується в інт. 384,2-386,6 м.

Молібденіт з гл. 371,3 м відмічається доволі рідко. Дещо частіше його дрібні лусочки відмічається в інт. 386-390 м. Кількість тонких 0,1 мм-2 мм кварцових прожилків дещо підвищується (2-3 % обсягу породи), проте молібденіт в зальбандах зустрічається спорадично. Загалом до гл. 400 м одна знахідна лусочок молібденіту припадає приблизно на 1 пог.м керну, та локалізується в кварцових ниткоподібних (до 0,5-1,5 мм) або в зальбандах одиничних прожилків потужністю 1-2,5 см. Супроводжуюча мінералізація (пірит, халькопірит, зрідка. піротин, арсенопірит) також бідна, до 0,5 %).

На контакті з гранітоїдами (гл. 401,3 м) виділяється зона 10 см, біотитизованих, епідотизованих метабазальтів. Нижче виділяється своєрідний прошарок 20 см, який можна ідентифікувати як тектоніт або метагравеліт (метаморфізований базальний горизонт). Гранітоїди (гранодіорити) – це гнейсоподібні, катаклазовані, змінені, світло-сірі, сірі, середньозернисті, дрібно-середньозернисті породи з біотитом, мусковітом. Відмічається розсіяна вкрапленість сульфідів: кубики, прямокутники піриту і витягнуті зерна халькопіриту розміром до 1 мм та тонкі лінзочки 0,1-0,2 мм завтовшки і до 1 см завдовжки молібденіту. Останній діагностований в зонці окварцювання на гл. 403,7 м та в зальбанді одиничного кварцового прожилка (2-2,5 см) на гл. 404,4 м.

Свердловина 07. Молібденоносна зона фіксується і інтервалі 205,0-259,5 м, який складають метабазальти зеленувато-сірі дрібнозернисті, сланцюваті (у верхній частині шару 45-55°, а приблизно з гл. 225 м – переважно 50-70° до осі керна), з прошарками метатуфів сірих псамітових і сланців плагіоклаз-біотитових, біотитових дрібно-середньозернистих (метатуфітів) потужністю до 5-10 см, які складають до 5-10 % обсягу товщі. Метабазальти розсланцьовані, місцями епідотизовані, окварцьовані. По всьому шару розвинена розсіяна вкрапленість сульфідів, на початку шару 1-2 %, далі з глибиною знижується до 0,1-0,5 %. Дрібні лусочки молібденіту виявлені в інт. 205-206 м; далі з

глибиною він відмічається все частіше. Максимальний розвиток мінералізації молібденіту приурочений до інтервалу 211,5-216,5 м, в якому очікується вміст Mo на рівні 0,1-0,3 % (Рис. 4.9). Приблизно з початком розвитку молібденітової мінералізації породи більш інтенсивно розсланцьовані, окварцьовані. Максимальне окварцювання у вигляді прожилків субзгідних тонких 1-3 мм і потужніших, 3-5 см в роздувах, розвивається саме у відміченому вище молібденоворудному інтервалі (5-10 % об'єму породи). Вздовж контактів окремих прожилків розвивається світло-жовто-рожевий польовий шпат (Рис. 4.9, б). Молібденіт локалізується в зальбандах прожилків та асоціює з піритом, піротином, халькопіритом.



а ***б***

Рисунок 4.9. Молібденіт у метабазальтах в асоціації з піритом в зальбандах кварцових прожилків, що містять польовий шпат. Зразки керну зі свердловини 07, глибина 213,5 м.

Глибше 232,5 м метабазальти повсюди містить тонкі ниткоподібні (0,5-3 мм, рідко до 1 см) прожилки кварцу, часто переривчасті, з поодинокою сульфідною вкрапленістю: пірит, піротин, рідко халькопірит і молібденіт. Обсяг тонких кварцових прожилків складає 0,5-3 %. спорадично На гл. 242,0 м молібденіт макроскопічно фіксується в окварцьованому аплітоподібному граніті. В інт. 245,5-249,5 м звертають на себе увагу субвертикальні звивисті прожилки білого кальциту завширшки 1-3 мм. Метабазальти проривають малопотужні жили аплітоїдних гранітів рожевувато-світло-сірого, рожевого,

світло-сірого кольору потужністю від 1-5 см до 20 см. Фіксуються також поодинокі прошарки сланців біотитових, які з глибини 260 м набувають помітного розвитку (до 5-7 % обсягу розрізу). Як правило вони характеризуються інтенсивним окварцюванням (розвиток кварцових лінз, прожилків, які окаймляються біотитвмісним агрегатом), у внутрішніх частинах можуть розташовуватися ніби кварцові ядра, що до думки про їх ймовірний метасоматичних генезис.

Свердловина 10. Молібденоносна зона виділяється в інт. 205,0-271,5 м-234,8 м. Верхня межа зони фіксується за мікролусками молібденіту, які виявлені з допомогою кишенькового мікроскопа на гл. 205,1 м. Він локалізується в зальбандах тонких, ниткоподібних (0,5-2 мм) кварцових прожилків. З гл. 212 м частота виявлення мінералу зростає, проте його вміст оцінюється тисячними долями відсотка. Вмісні породи – метабазальти сірі, світло-сірі дрібно- і тонкозернисті, розсланцьовані (50-55°, рідко 45° до осі керна), окварцьовані, епідотизовані, біотитизовані. В інт. 217-218,3 м метабазальти містять домішку туфового матеріалу, внаслідок чого порода набуває смугастої будови і завершується прошарком (інт. 218-218,3 м) сірого кольору – метатуф андезитовий середньозернистий. Окварцювання проявлене переважно тонкими 0,2-2 мм субзгідними прожилками кварцу, інколи неправильними формами до перших см, а в покрівлі (10 см) – зближеними прожилкоподібними виділеннями 0,5-1,5 см. Як правило, зазначені форми супроводжуються дрібною (0,1-1 мм) вкрапленістю піриту, піротину і халькопіриту. Загальний рівень сульфідизації оцінюється у 0,5-1 %, на локальних ділянках кварцового прожилкування та епідотизації може підвищуватися до 1,5-2 % у вигляді ланцюжків зерен завбільшки до 3-5 мм вздовж зальбандів прожилків або окремих гнізд (гл. 225,8 м). Біотитизація розвинена помірно на ділянках максимального розсланцювання у вигляді смужок 0,5-1 см, збагачених біотитом зі зростанням вмісту до їхньої осі. Епідотизація – це неправильні, лінзоподібні, прожилкоподібні, завбільшки до 10 см, рідко 15 см світло-зеленого епідотового складу. Подекуди

постерігаються також павутиноподібні форми сірого, зелено-сірого кольору кварцового і змішаного епідот-кварцового складу. Обсяг епідотового та кварцового жильного матеріалу подекуди становить від 3-5 % до 10-15 %. В інт. 207-210 м яскраво проявлена зона інтенсивного розсланцювання, окварцювання, епідотизації, біотитизації, помірної (1-2 %) сульфідизації (піротин, пірит, халькопірит). Фактично метабазальти перетворені на смугасту зелено-світло-сіру метасоматичну породу (Рис. 4.10). Процеси розсланцювання, як правило завжди супроводжуються слабко проявленою біотитизацією.

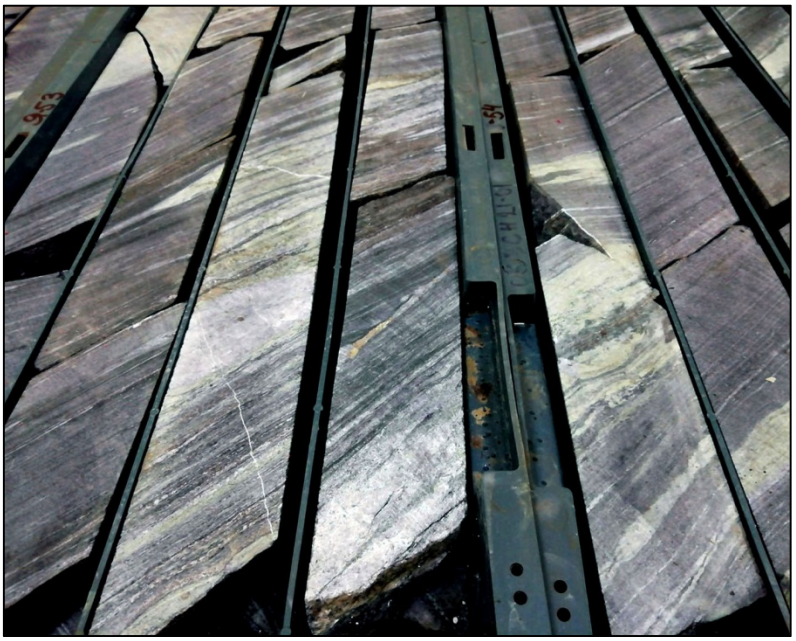


Рисунок 4.10. Зона розсланцювання, метасоматичних змін і помірної (1-2 %) сульфідизації в метабазальтах, св. 10, інт. 207-210 м.

З гл. 213,5 м молібденіт в породі відмічається частіше. Він приурочений до субзгідних малопотужних (1-3 мм до 1-2 см в роздувах), рідко до січних та звивистих кварцових, ще рідше кварц-епідотових прожилків. Зазвичай молібденіт асоціює з піротином, піритом і халькопіритом, подекуди утворює з ними зростки. Відмічаються окремі скупчення мікролусок завбільшки до 0,5-1 мм або ланцюжки таких виділень в межах тонких прожилків та вздовж зальбандів і в середині потужніших (до 5 см) прожилків, наприклад на гл. 229,9 м (Рис. 4.11). Візуально максимальна молібденітова мінералізація зосереджена в інт. 221,5-233 м, де вміст може становити близько 0,1 %.

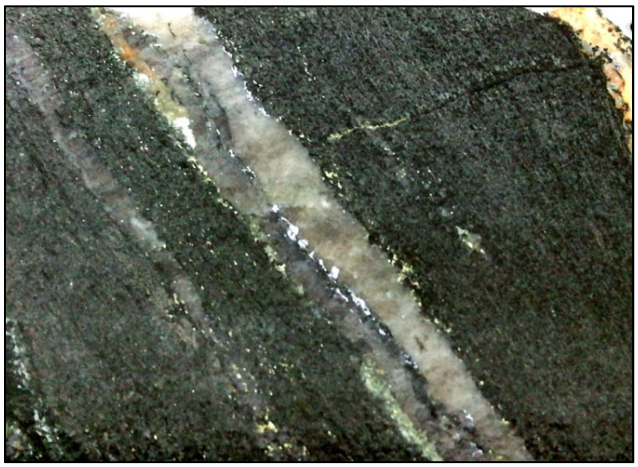


Рисунок 4.11. Молібденіт в кварц-епідотовому метасоматиті по метабазальту, керновий зразок зі св. 10, гл. 229,9 м.

В інт. 245-249,5 м за підвищеним вмістом молібденіту макроскопічно виділяється рудне тіло. Метабазальти в цьому інтервалі сірі, зелено-сірі дрібно-, інколи тонкозернисті, сланцюваті (45-50° до осі керна) та інколи тонкосмугасті за рахунок накладеного розсланцювання. Молібденіт приурочений до тонких, ниткоподібних, інколи переривчастих кварцових прожилків завширшки від 0,5 мм до 2-3 мм, діже рідко – 1-1,5 см. Молібденіт асоціює з піритом, халькопіритом, піротином, в більших прожилках приурочується разом з ними до зальбандів прожилків. Обсяг прожилків зазвичай складає 1-2 %. З гл. 250 м молібденіт наявний лише у вигляді дрібних (01,-0,5 мм) лусок, які фіксуються спорадично, наприклад, на гл. 254,3 м. Деяке підвищення вмісту молібденіту відмічається в інт. 262,5-270,5 м. Загалом вміст сульфідів (пірит, піротин, інколи халькопірит) становить від 0,1 % до 1 %.

4.1.2 Мінералізація в гранітоїдах демуринського комплексу

Свердловина 01. Молібденоносна зона в гранітах у свердловині 01 виділяється глибше 418 м. Зокрема, в інт. 418,7-420,1 м фіксується молібденіт в гранітах амфібол-біотитових з мусковітом, світло-сірих, середньозернистих, порфіроподібних (демуринський комплекс), у покрівлі біотитизованих, слабко розсланцьованих (50-60° до осі керна), неоднорідних за рахунок наявності інтервалів 10-40 см сірих дрібно-середньозернистих гнейсоподібних різновидів

з розмитими границями. В інт. 419,1-419,5 м на рожевому фоні виділяється світло-жовтуватий лейкократовий масивний граніт з хвилястими контактами. В екзоконтактах, інтервали 418,7-419,1м і 419,5-420,1 м фіксуються одиничні кварцові прожилки завширшки 0,5-0,8 см, в яких виявлений молібденіт у вигляді хаотично орієнтованих видовжених лусок завдовжки до 1-1,5 мм (Рис. 4.12). Сульфідизація (пірит до 1 %) розвинена у вигляді рівномірно розподіленої вкрапленості видовжених та ізометричних (кубічних) зерен 0,5-1,5 мм, рідше ланцюжків з окремих зерен вздовж сланцюватості.

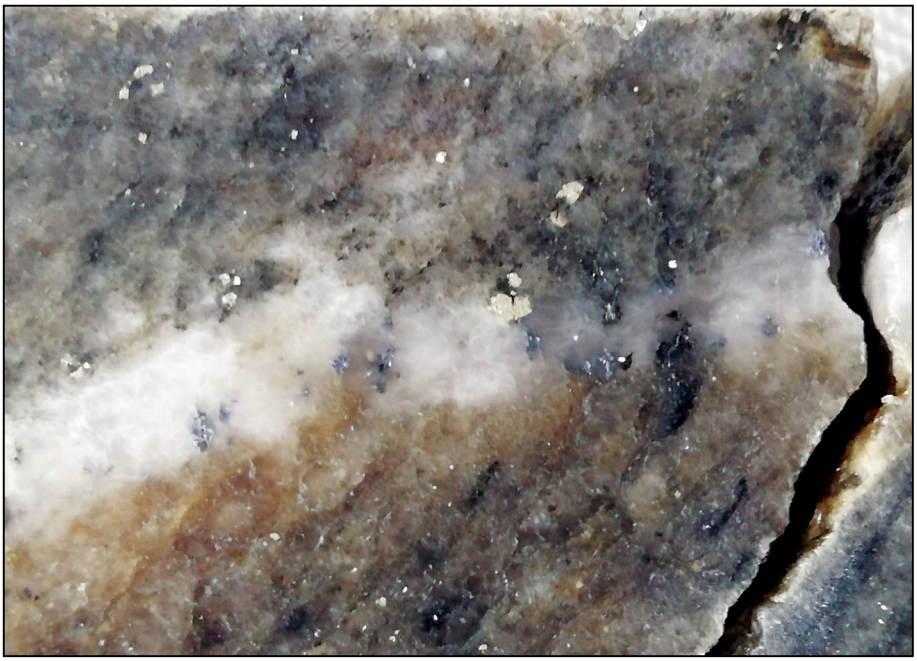
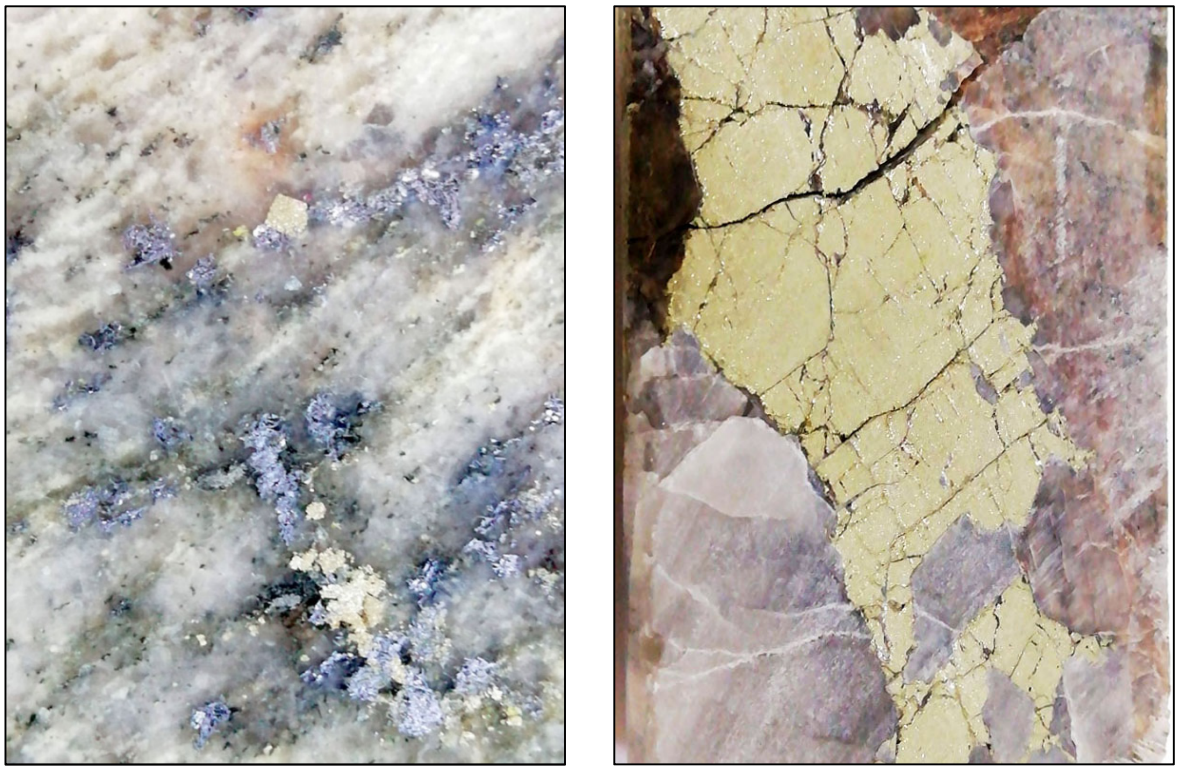


Рисунок 4.12. Вкрапленість лусок молібденіту в кварцовому прожилку в гранітоїдах демуринського комплексу, збільшений фрагмент керну зі св. 01, інт. 418,7-418,9 м.

Молібденіт серед гранітів виявлений також в інт. 428,4-440,5 м. Граніти рожево-світло-сірі з варіаціями рожевого відтінку, біотитові, мусковіт-біотитові, середньозернисті, подекуди виділяються більш крупні зерна польового шпату (1-1,5 см), що створює слабко виражену порфіроподібну структуру. В інт. 431,6-433,0 м їх перетинає жила світло-сірого кварцу, слабко тріщинувата. В тріщинах відмічаються пірит і молібденіт – у висячій половині жили. Вміст сульфідів низький – < 1 %.

Свердловина 06. В інт. 413-426 м виділяється самостійна молібденоносна зона в гранодіоритах. Це світло-сірі породи, інколи зі слабкими жовтуватим, зеленуватим, рожевим відтінками, середньозернисті, подекуди пегматоїдні, біотит-мусковітові, мусковітові, слабко розгнейсований (45-50° до осі керна) і тектонізовані у порівнянні з вище описаними, що дає змогу ідентифікувати їх як порфіроподібні гранітоїди демуринського комплексу. При плавному зростанні інтенсивності тектонічних процесів (бластокатаклаз, мілонітизація) породи набувають сірих відтінків та дрібнозернистої структури. В інт. 413,5-413,9 м відмічені три субзгідні прожилки світло-сірого кварцу завширшки 0,7 см, в зальбандах яких виявлено окремі ізометричні вкраплення молібденіту розміром до 1,5-2 мм. Гранітоїди мають неоднорідний, подекуди нечіткосмугастий вигляд за рахунок чергування ділянок катаклазованих, мілонітизованих, окварцьованих порід. До окварцьованих ділянок приурочені вкраплення піриту (від 0,5 до 3 %) та молібденіту. Зокрема в інт. 417,5-418,7 м розвинені кварцові прожилки, які перетинають катаклазовані гранодіорити під кутому 20-25° до осі керна та кулісоподібно зміщені вздовж мікротріщин. В зальбандах розвинені скупчення (1-2 мм) паличкоподібних та ізометричних лусочок молібденіту, які супроводжуються одиничними вкрапленнями піриту лінзоподібної та амебоподібної форми (0,5-2,5 см) з вростками халькопіриту. На гл. 418,7 м субзгідна жилоподібна зона окварцювання в розвитком вкраплень піриту вздовж контактів. В інт. 419,2-419,4 м вздовж сколів субпаралельно осі керна розвинені примазки молібденіту. На гл. 419,9 м – зонка окварцювання 10 см з вкрапленнями молібденіту і піриту, які часто знаходяться в зростках. Вкраплення (0,5 мм-1 см) – це скупчення неправильної форми більш дрібних видовжених, рідше ізометричних лусок молібденіту (Рис. 4.13,а). В інт. 417-423 м виділяється рудне тіло зі вмістом Mo 0,1 % і вище.



а ***б***

Рисунок 4.13. Рудна мінералізація в гранітоїдах демуринського комплексу, розкритих свердловиною 06. Збільшені фрагменти зразків керну: а – вкраплення молібденіту і піриту, гл. 419,9 м; б – крупнокристалічний пірит в лежачому боку кварцової жили на гл. 428,2м.

В інт. 425,7-425,9 м; 426,4-426,6 м і 427,5-428,2 м – жили прозорого з рожевим, сірим відтінками, різко січні до поперечних відносно гнесовидності гранітоїдів в зальбандах інколи світло-рожевий польовий шпат та виділення крупнокристалічного піриту. Найбільше із них приурочене до лежачого зальбанду жили (гл. 428,2 м), в обсязі керну має розмір 7,5 см×3,5 см (Рис. 4.13,б).

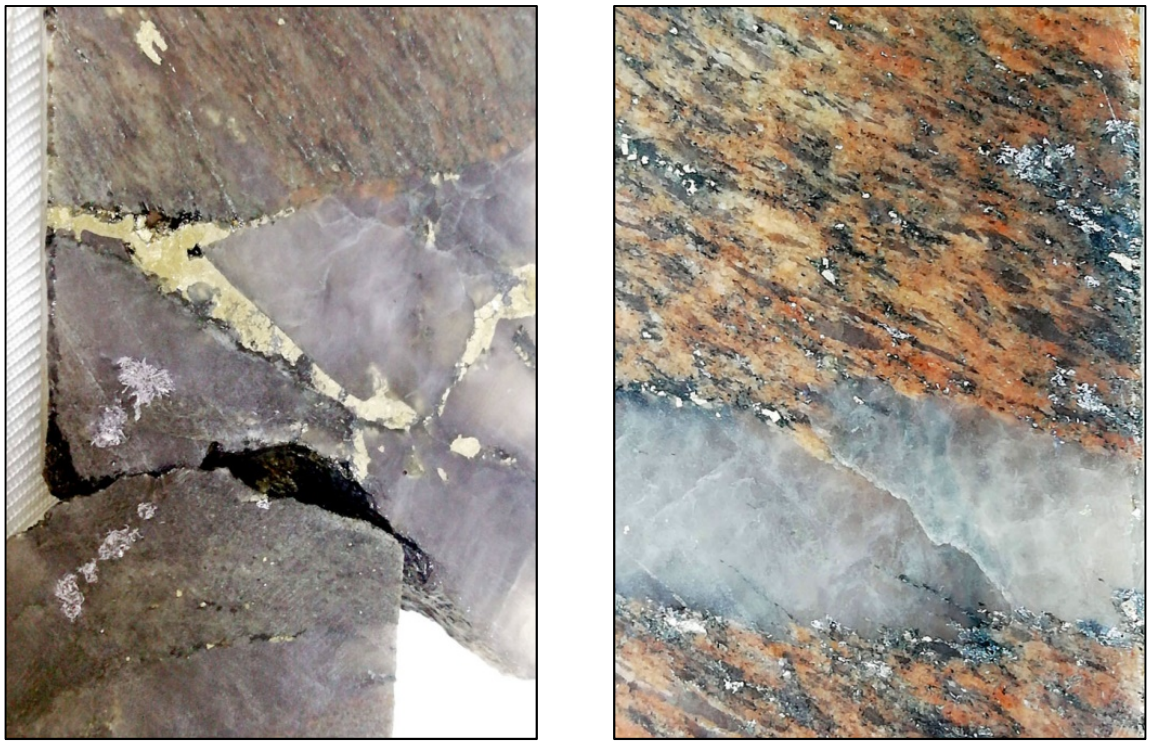
Свердловина 07. Дрібні вкраплення молібденіту містяться в нижній частині розрізу свердловини в гранодіоритах, інт. 289,3-292,4 м. Гранодіорити неоднорідні, порфіроподібні, світло-сірі, місцями рожево-світло-сірі (граніт), крупно-середньозернисті, катаклазовані, окварцьовані, мікроклінізовані, містить темно-сірі ізометричні ксеноліти до 5-7 см змінених метабазальтів, сланців слюдистих. В кінці інтервалу, з гл. 291,1 м – ще більш неоднорідний

гранодіорит гнейсоподібний, сірий (можливо, асимільований метабазальт), плямистого вигляду за рахунок розвитку рожевого мікрокліну. Саме на ділянці розвитку рожевого польового шпату, в підошовній частині на гл 292,25 м виявлені окремі вкраплення (2-3 мм) дрібнолускуватого молібденіту.

Свердловина 10. В гранітах свердловини 10 виділяється порівняно потужна молібденоносна зона в інт. 281,1-325,0 м. Граніти світло-сірі з рожевим відтінком, дрібно-середньозернисті, тектонізовані, нечітко смугасті за рахунок смужок катаклазованих і мілонітизованих порід сірого кольору завширшки від перших мм до 1,5 см. У верхній приконтактовій частині до гл. 281,7 м – січна кварцова жила світло-сірого кольору складної морфології, частково простягається вздовж осі; містить пірит. На гл. 283,1 м в катаклазованому граніті виявлені поодинокі ізометричні вкраплення молібденіту завбільшки 0,5-1 мм. Виявлений молібденіт і в одному із останців метабазальтів (інт. 283,7-285,2 м), темно-сірих, дрібно- до тонкозернистих, сланцюватих, окварцьованих, біотитизованих порід. Окварцювання проявлене у вигляді ниткоподібних та окремих прожилків завширшки 0,3-0,8 см, на гл. 184,7 м – ділянка згущення таких прожилків,. Контакти чіткі, в нижньому контакті зонка 6 см асимільованого гранітами метабазальту. На гл. 284,4 м пунктирні вкраплення молібденіту завбільшки до 0,5 мм, орієнтовані субзгідно сланцюватості.

В інт. 285,2-291,8 м граніти (гранодіорити) біотитові, рожево-сірі, світло-рожеві середньозернисті, катаклазовані, мілонітизовані, окварцьовані. За зростання ступеня тектонічної переробки вони втрачають рожеве забарвлення, набувають сірих відтінків, середньодрібнозернистої структури, гнейсоподібного вигляду. Окварцювання проявлена розвитком кварцових прожилків потужністю від 2 см до 12 см. Вони залягають як субзгідно, так січуть гнейсуватість, мають жильну форму з чіткими контактами або неправильні форми з розмитими або нерівними обмеженнями, інколи зубчастими. Граніти сульфідизовані (пірит, рідко халькопірит) у вигляді дрібної розсіяної вкрапленості (0,1 мм-1 мм) по масі породи та крупнішими (до перших см) виділеннями піриту, інколи з молібденітом, які приурочені до прожилків

кварцу, зокрема, в інт. 286,3-287,0 м. Загальний рівень сульфідизації оцінюється у 1 % і 3 % відповідно. Одиничні скупчення видовжених лусок молібденіту на гл. 286,6 м мають своєрідну сітчасту будову і сягають розміру 1 см (Рис. 4.14,а).



а ***б***

Рисунок 4.14. Молібденіт у змінених гранітоїдах демуринського комплексу у керні свердловини 10. Збільшені фрагменти зразків керну: а – ізометричні скупчення молібденіту і шліри піриту в кварцовому прожилку, гл. 286,6 м; б – молібденіт в зальбандах і поблизу кварцового прожилка, гл. 319,2м.

В інт. 319,0-321,5 м зафіксовано декілька прожилків сірого кварцу та рожевого апліту, які інколи просторово асоціюють. Один із таких прожилків, на гл. 319,2 м, містить вкрапленість молібденіту – сітчасті агрегати до 1-2 мм, які утворені видовженими лусками завдовжки 0,2-0,5 мм (рис. 4.14,б). Мінералізація приурочена до зальбандів кварцового прожилку 1,5 см завширшки та його лежачого ендоконтакту. Прожилок орієнтований практично перпендикулярно осі керна. Сульфідна (пірит, інколи халькопірит) мінералізація спорадично розсіяна в породі, ділянками до 1-1,5 %.

РОЗДІЛ 5. МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНИХ МІНЕРАЛІВ

5.1 Молібденіт – головний рудний мінерал

Молібденіт (MoS_2) є головним рудним мінералом, який визначає практичну значимість Ганнівського родовища. Він поширений, переважно, у метабазитах новокриворізької світи (екзоконтакт), меншою мірою — у двопольовошпатових гранітоїдах демуринського комплексу (ендоконтакт) і безпосередньо в їхньому контакті.

Як зазначено вище, молібденіт локалізується переважно у зальбандах малопотужних (від 0,1мм до 2 см) субзгідних кварцових жил і прожилків, лінз, карманів, а також у вмісних породах (Рис. 5.1). У метабазальтах найчастіше трапляються мономінеральні (так звані "сухі") або з кварцом тонкі ниткоподібні (~1 мм) лінзочки, переривчасті смужки і шліри (Рис. 5.1,b), частково — тонколускувата розсіяна вкрапленість (рис. 5.1,c). Для мінералізації у гранітах найхарактернішим є формування ізометричних ідіоморфних агрегатів (рис. 5.1,g,h).

5.1.1 Розмірно-морфологічні особливості молібденіту

За розміром виділення мінералу виділяється дрібно- (в діапазоні від 10-20 μм до 0,1 мм за видовженням) і середньолускуватий (від 0,1 до 1,5-2 мм) молібденіт. *Середньолускуваті індивіди* розміром 0,2-0,3 мм є найпоширенішими. Це паличко- і лінзоподібні форми (Рис. 5.2,a,b), видовжені таблички і пластинки, правильні обриси яких зазвичай різною мірою порушені, погнуті, надламані, інколи з пустотами, торцеві краї розщеплені, а бокові інколи "ворсисті" (рис. 5.2,c). Зазвичай вони орієнтовані субпаралельно з прожилками і сланцюватістю порід, інколи розташовані безсистемно у вигляді скупчень значної кількості індивідів (Рис. 5.2,d,e). Переважно спостерігаються агрегати лише декількох зерен у вигляді гнізд і вкраплень завбільшки 1-5 мм, які в межах рудних тіл можуть сягати 1-2 см (Рис. 5.1).

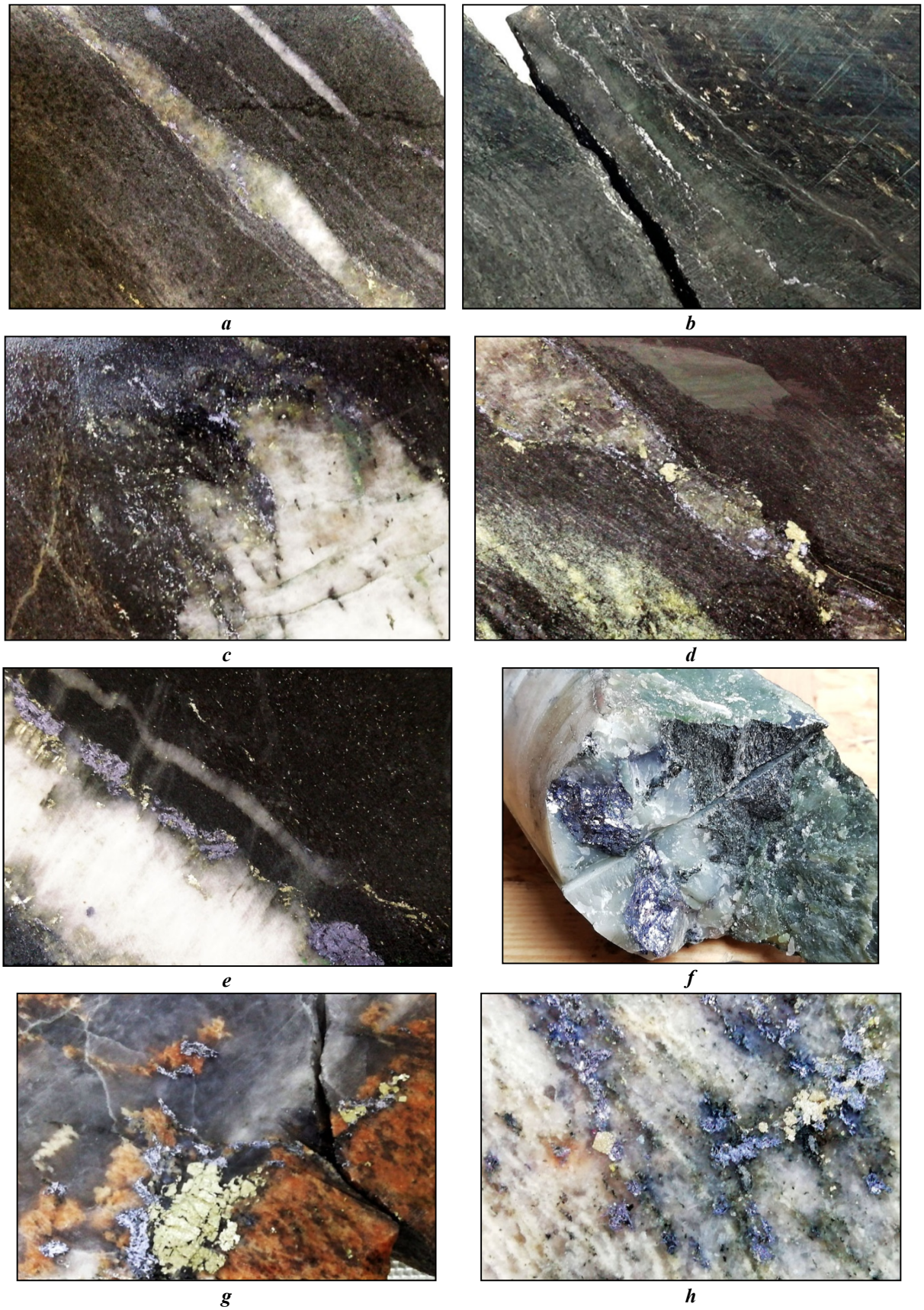
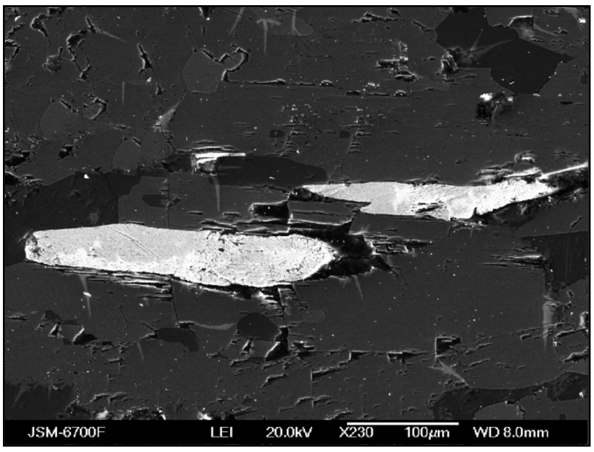


Рисунок 5.1. Форми виділень молібденіту в рудоносних зонах і рудних тілах; в метабазальтах: a – молібденіт і пірит в малопотужних кварцових прожилках, св. 06, гл. 359,1 м; b – мономінеральні переривчасті ниткоподібні лінзи, смужки і

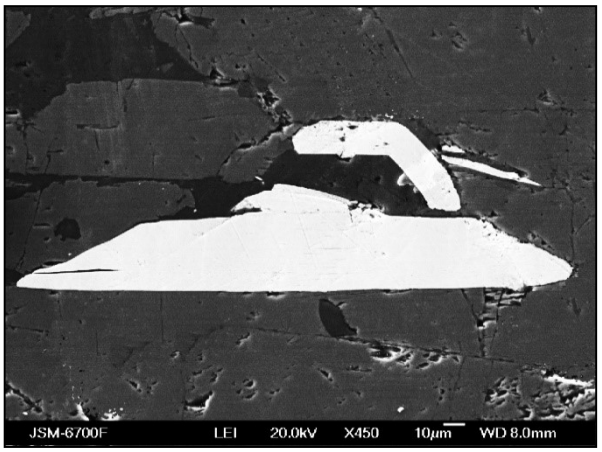
шліри молібденіту, св. 02, гл. 228,8 м; c – розвиток молібденіту вздовж зубчастого обмеження кварцового карману та дрібнолускувата розсіяна вкрапленість, св. 03, гл. 147,1 м; d – молібденіт і пірит у вигляді кайм оточують кварцові будини, св. 08, гл. 103,5 м; e – пірит-молібденітовий ланцюжок у зальбанді кварцового прожилка, св. 06, гл. 356,1 м; f – два крупнолускуваті вкраплення молібденіту в кварцовій жилі, св. 04, гл. 407,3 м; в гранітах: g – лускуваті агрегати молібденіту в асоціації з крупнокристалічним піритом, св. 08, гл. 163,0 м; h – переважно ізометричні вкраплення середньолускуватих скупчень молібденіту та кубічного піриту, св. 06, гл. 419,9 м. Фото керну діаметром HQ – 63,5 мм.

Дрібнолускуватий молібденіт представлений однаково орієнтованими або безладно розкиданими окремими лусками (Рис. 5.2,f,g), які часто супроводжують більші за розміром виділення (Рис. 5.2,h). Дрібнолускуваті скупчення (від 0,3 до 1 мм) також представлені невеликою кількістю виділень, унаслідок чого мають характерну сітчасту, ґратчасту будову. За морфологією агрегати зерен можуть бути видовженими, неправильної амебо- і підковоподібної, іноді ізометричної форми. У монофракціях молібденіту, отриманих із рудних інтервалів у метабазальтах, виявлено також таблитчасті і гексагональні призми завбільшки 0,1—0,7 мм (Рис. 5.3).

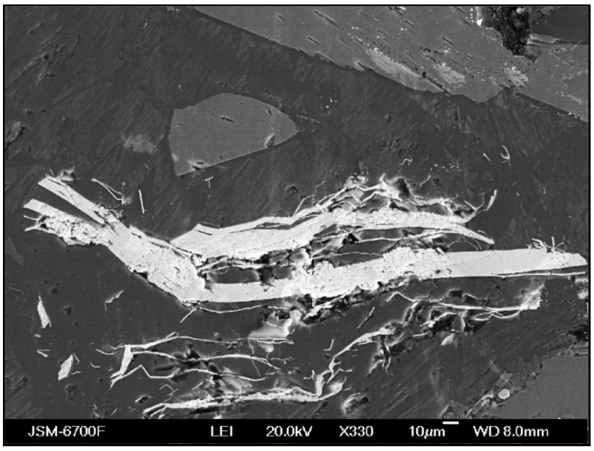
Відмічені вище середньо- або дрібнолускуваті агрегати часто утворюють переривчасті смужки та ланцюжки завдовжки 10 см і більше (реальний розмір обмежується діаметром керну), де вони виступають в ролі окремих ланок (гґрис. 5.1,e). Певної залежності морфології молібденіту від вмісних порід не виявлено. Практично завжди видовжені індивіди чи їхні агрегати орієнтуються субзгідно до загальної сланцюватості порід або простягання прожилків.


JSM-6700F LEI 20.0kV X230 100μm WD 8.0mm

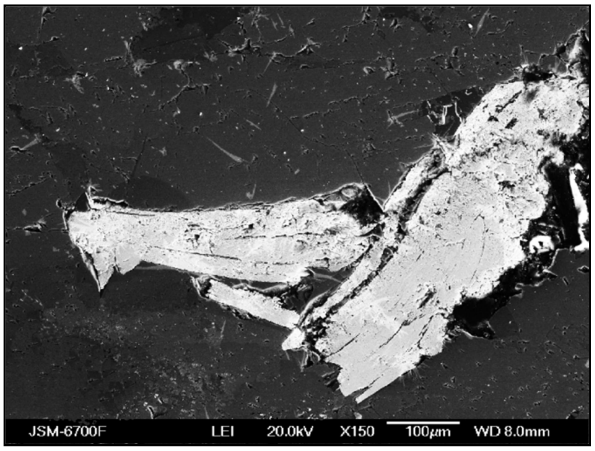
a


JSM-6700F LEI 20.0kV X450 10μm WD 8.0mm

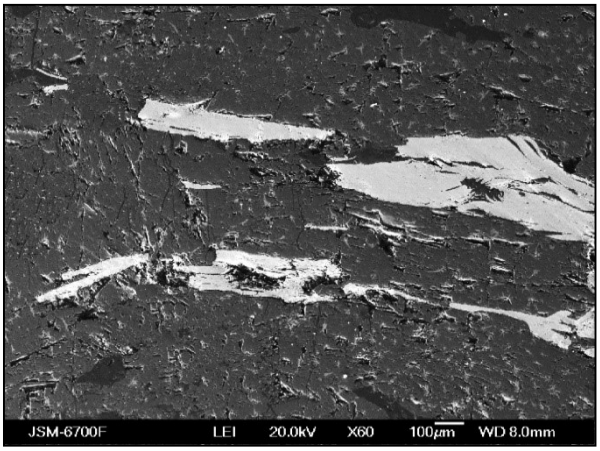
b


JSM-6700F LEI 20.0kV X330 10μm WD 8.0mm

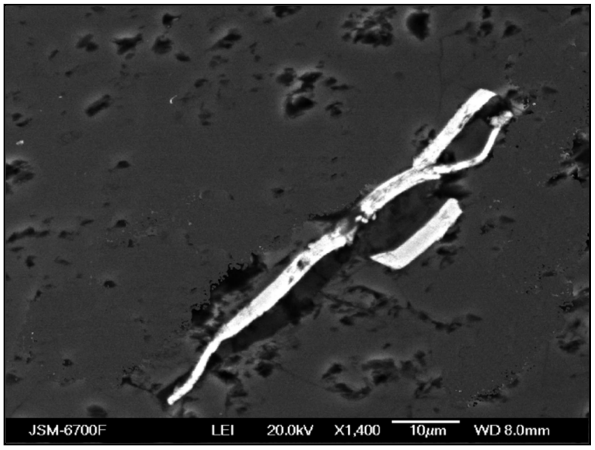
c


JSM-6700F LEI 20.0kV X150 100μm WD 8.0mm

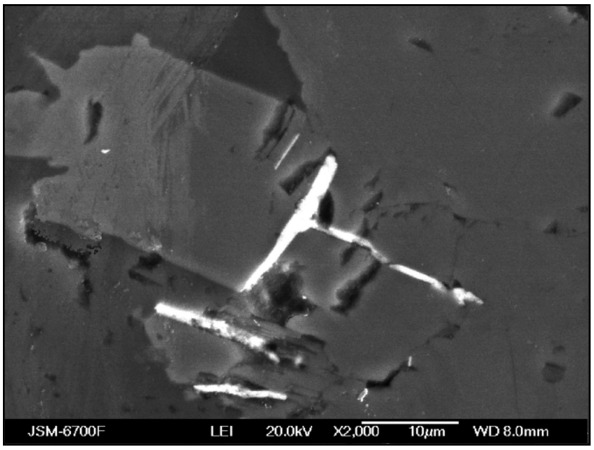
d


JSM-6700F LEI 20.0kV X60 100μm WD 8.0mm

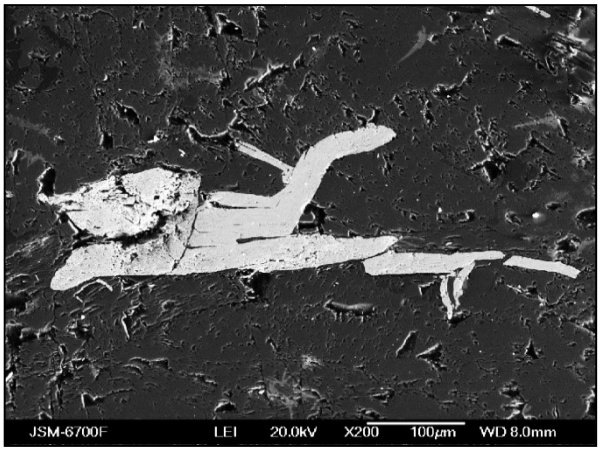
e


JSM-6700F LEI 20.0kV X1,400 10μm WD 8.0mm

f


JSM-6700F LEI 20.0kV X2,000 10μm WD 8.0mm

g


JSM-6700F LEI 20.0kV X200 100μm WD 8.0mm

h

Рисунок 5.2. Електронно-мікроскопічні знімки середньо- (a—f) і дрібнолускуватих (g—h) виділень молібденіту в аншліфах із рудної зони Ганнівського родовища, св. 08, гл. 240,2 м.

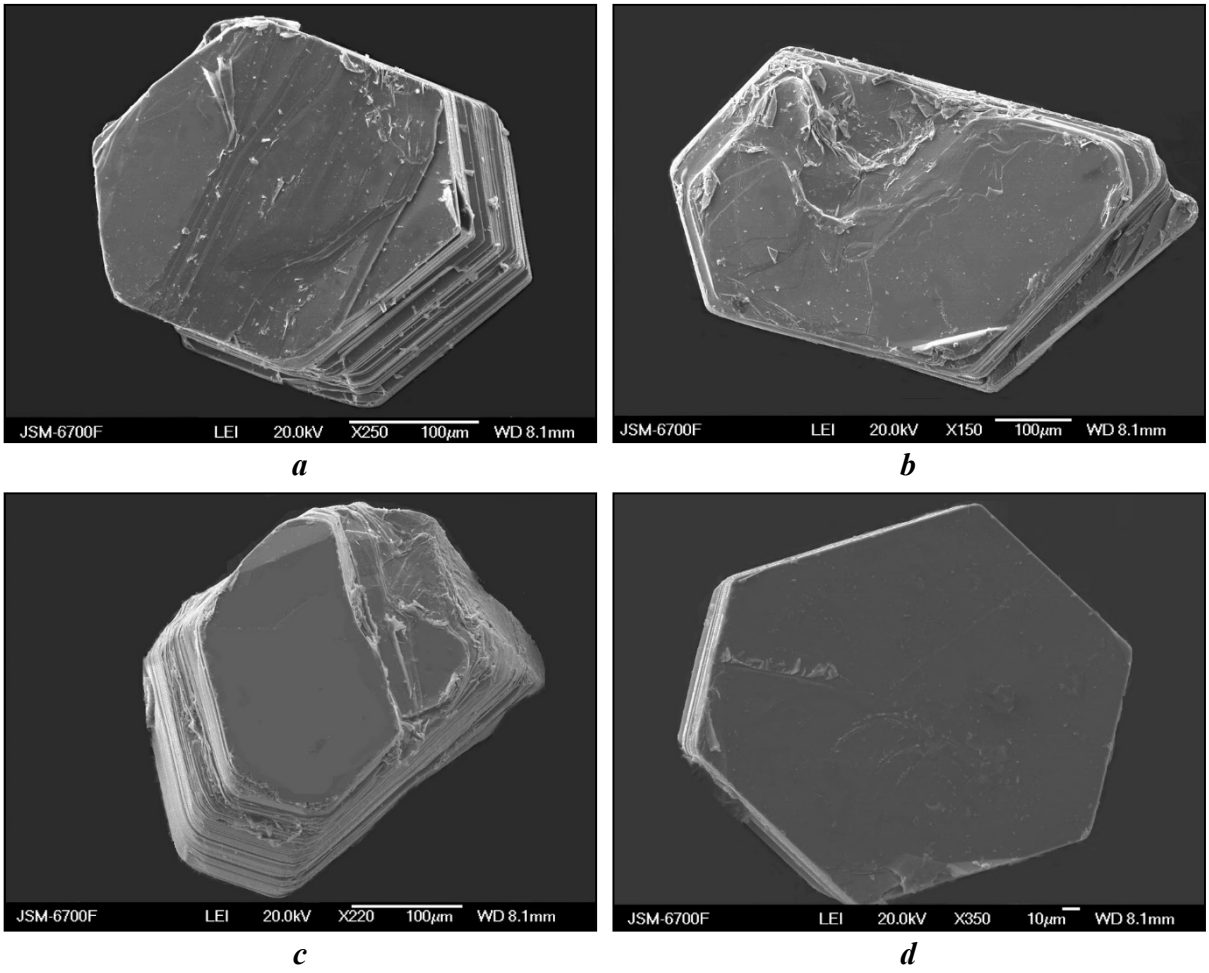


Рисунок 5.3. Гексагональні кристали молібденіту Ганнівського родовища, відібрані із легкої фракції подрібненої проби 08/368,8.

Як у зальбандах прожилків, так і в метабазальтах молібденіт представлений дрібно- і середньолускуватими скупченнями і агрегатами та розсіяною вкрапленістю окремих лусок переважно видовженої пластинчастої, рідше таблитчастої, лінзоподібної, ізометричної форми. Для метабазальтів є доволі характерним розвиток тонких (0,1-1 мм) мономінеральних лінзочок, прожилків, шлірів молібденіту, які в непорушеному керні майже непомітні (Рис. 5.1,b), проте яскраво проявляються у вигляді примазок і нальотів після розколювання керну. Найчастіше мінералізація розвивається поблизу

кварцових, зрідка — епідот-кварцових і польовошпат-кварцових прожилків у слабко біотитизованих метабазальтах.

На відміну від метабазальтів, у гранітах поширенішими є середньолускуваті скупчення молібденіту у вигляді ізометричних та неправильної форми вкраплень, розмір яких може сягати 1-1,5 см (Рис. 5.1,g,h). Вони розташовуються як в зальбандах кварцових прожилків, так і на незначному віддалені (до 10 см) від них у гранітоїдах. Розмір лусок за видовженням змінюється в інтервалі 0,02-0,25 мм, з максимальними значеннями до 0,5-1,5 мм. У гранітах відмічена асоціація молібденіту з піритом, біотитом, мусковітом, халькопіритом.

Під рудним мікроскопом мінерал має неоднорідне забарвлення в сірих, білих до блакитного тонах. Для нього характерне двовідбиття та сильна оптична анізотропія. У більшості лусок молібденіту спостерігаються полісинтетичні двійники тиску, фігури зім'яття, блокове і хвилясте згасання.

Таблиця 5.1. Хімічний склад молібденіту, піриту і піротину Ганнівського родовища молібдену, ваг. %

Проба і номер аналізу	Мінерал / Елемент	S	Fe	Zn	Cu	Ni	Co	As	Ag	Mo	Pb	Bi	Total
6/358,0	Молібденіт	41,13	0	0	0	0,08	0	0,0008	0,011	59,36	0,127	0	100,72
6/358,0	Молібденіт	40,38	0	0,081	0	0,13	0	0,0321	0	58,57	0,057	0	99,26
1/233,7-1	Пірит	53,16	46,27	0,049	0,11	0,13	0,04	0,0115	0,061	0	0,226	0,352	100,43
1/233,7-2	Пірит	53,15	47,26	0,049	0	0,09	0	0,0191	0,082	0	0,062	0,015	100,73
1/156,7-2	Пірит	53,55	44,55	0	0	0,01	2,42	0,0105	0,069	0	0,150	0,165	100,96
1/156,7-1	Піротин	39,05	59,80	0	0	0,37	0,15	0,0090	0,122	0,17	0,134	0,166	100,01

Примітка. 6/358,0 – метабазальт з прошарками сланця біотитового, 1/233,7 – метабазальт тонкозернистий, 1/156,7 – сланець плагіоклаз-кварц-біотитовий (метапісковик). Аналізи виконано в лабораторії Центру Джона де Лаєтера, Університет Кьортина, Західна Австралія.

5.1.2 Мінеральні зростки молібденіту із силікатами

Важливою структурно-речовинною особливістю молібденіту Ганнівського родовища є помітне поширення закономірних (Рис. 5.4,a-d) і незакономірних (Рис. 5.4,e,f) зростків з породотвірними силікатними мінералами [48]. У багатьох випадках у характері цих зростків проглядають виразні кристалографічні закономірності, а границі між мінералами ясні, чіткі без прояву будь-яких процесів хімічної реакційного заміщення і явищ корозії.

Вивчені нами орієнтовані зростки молібденіту зі слюдами і хлоритом близькі до практично епітаксійних або квазіепітаксійних. Подекуди зростки настільки тонкі, що були виявлені лише завдяки спеціальним прецизійним дослідженням з використанням електронних мікроскопів JEOL JSM-6700F і JEOL JMX-733M (Рис. 5.4,d). Необхідно зазначити, що надтонке чергування молібденіту та силікату відбувається чітко в межах границь мінералу-матриці, що пов’язано з проявами характерної для епітаксії тенденції досягнення максимально можливої симетрії міжзернових меж.

Імовірно утворення подібних «змішано-шаруватих» агрегатів відбувалося в умовах тривалої інфільтрації збагаченого молібденом флюїду та кристалізація мінералу на структурно близьку підкладку. Мінерал-підкладка (слюда, хлорит), виконує роль своєрідного структурного каталізатора процесу осадження молібденіту. Епітаксійне наростання молібденіту на базальну площину слюди, можна трактувати як один з прикладів структурно-обумовленого парагенезису. При цьому утворюються закономірні зрощення мінералів, які мають певну ступінь подібності елементів структури але різну природу хімічного зв'язку. Базальна поверхня слюд слугувала своєрідним адсорбційним шаром і вносила в процес кристалізації певні особливості. До речі, подібні зростання в межах родовища, але вже за участю графіту та слюд, ми спостерігали в метаалевролітах метапелітової товщі, що залягає на новокриворізькій світі.

Селективна активність кристалічних поверхонь слюд зі своєрідним ефектом адсорбції має великий вплив на генезис родовищ молібденіту, графіту [65] та інших мінералів. Саме в подібних зрощеннях виникає

низькоенергетична поверхня розділу кристалів. У зв'язку з цим подібні зростання можуть мати перевагу перед випадковими, неорієнтованими.

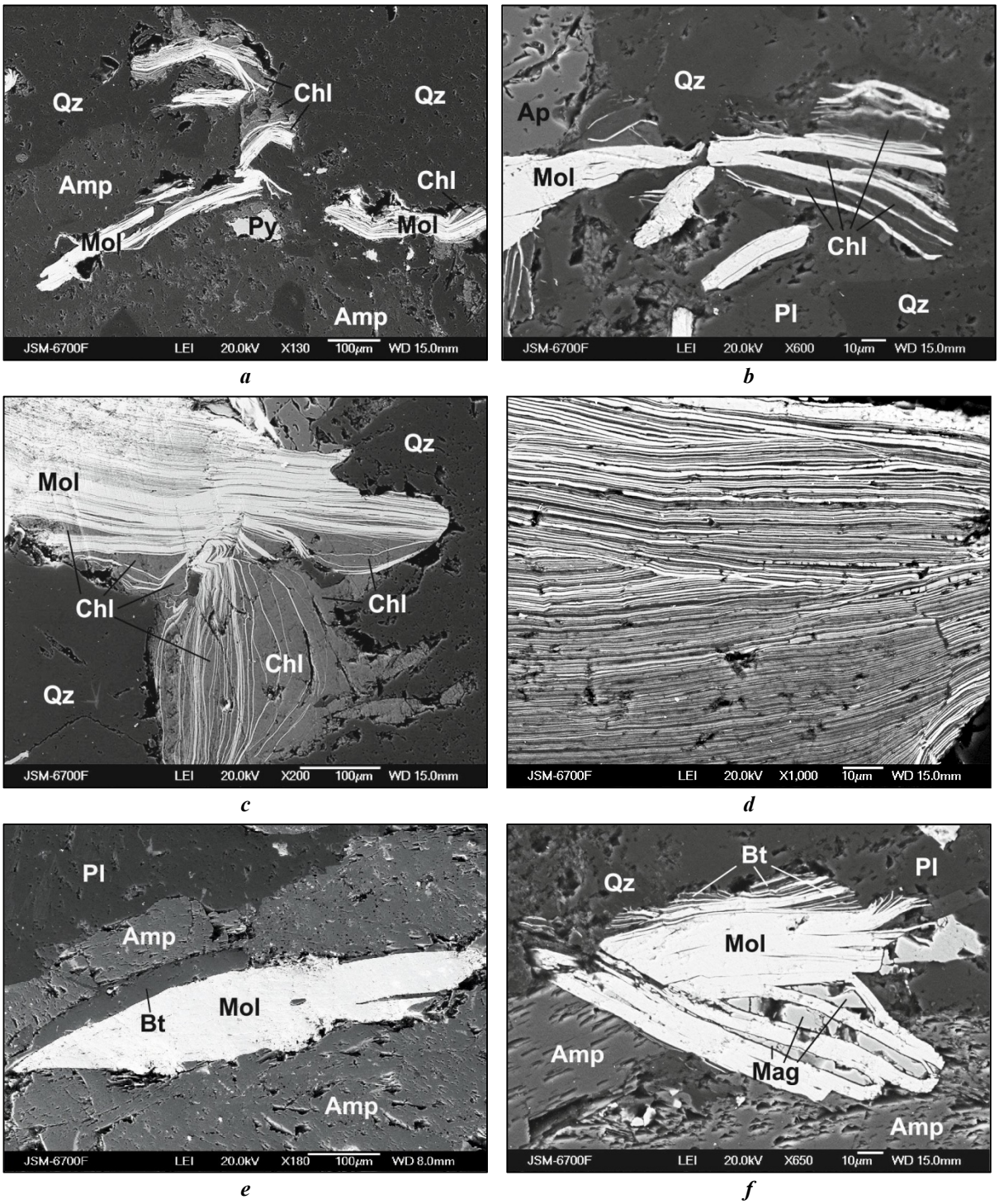


Рисунок 5.4. Електронно-мікроскопічні зображення зростків молібденіту із силікатами в аншліфах із рудних тіл Ганнівського родовища: a, b, c, d — епітаксійні зростки молібденіту зі слюдами, аншліф 01/367,5; e, f — незакономірні зростки молібденіту із силікатами, аншліф 02/240,2

Епітаксійні зростання мінералів – це одне із малодосліджених явищ, яке може відігравати суттєву роль у формування родовищ молібдену (під час кристалізації молібденіту), а також графіту в метаморфічних товщах УЩ. Результати вивчення зростків молібденіту із силікатними мінералами Ганнівського родовища мають велике практичне значення і будуть використані під час розробки технологічної схеми збагачення молібденових руд.

5.2 Магнетит, ільменіт

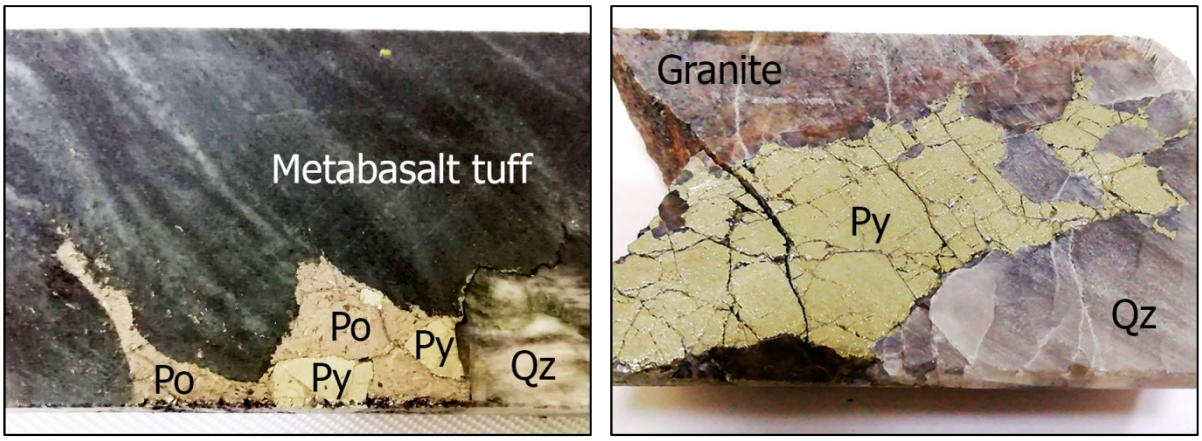
Магнетит (Fe_3O_4) – поширений рудний мінерал у молібденоносних зонах і рудних тілах та більшою мірою у вмісних метабазитах. Інколи кількість магнетиту у метабазальтових туфах може сягати 3-5 %. У вмісних незмінених породах мінерал переважно представлений лінзоподібними видовженими або ізометричними агрегатами неправильних, рідше ідіоморфних зерен завбільшки 0,1-1 мм. Інколи агрегати виділень магнетиту утворюють гнізда до 1мм у поперечнику та прожилки (по тріщинах) довжиною до 2,2 мм. В межах рудних зон магнетит утворює тонкозернистий агрегат, який спостерігається у вигляді гнізд, а також кайомок на піриті та піротині, заповнює тріщинки у піриті. За матеріалами К.Ф. Різдвянського (1975) інколи відмічаються оторочки магнетиту навкруги зерен і агрегатів піриту та халькопіриту. Таким чином, виділяється дві генерації магнетиту: рання – магнетит у вмісних метабазитах, головним чином, у базальтових метатуфах; пізня – перевідкладений магнетит в рудоносних і рудних зонах.

Утворення магнетиту відбувалось унаслідок широкого розвитку процесів окиснення на всіх етапах метасоматичного перетворення залізовмісних мінералів. Кристалізація різних генерацій оксиду пов’язана із загальним перебігом і синхронізацією (часовою кореляцією) всіх процесів, починаючи з метаморфізму, діафторезу і закінчуючи низькотемпературним метасоматозом та гідротермальними перетвореннями. Відкладення магнетиту тривало на кожному етапі і в кожній породі з певними мінералого-геохімічними особливостями.

Ільменіт ($FeTiO_3$) — типовий акцесорний мінерал основних вулканітів, в тому числі метабазитів новокриворізької світи. За обсягом він суттєво поступається магнетиту. Низка текстурних і структурних особливостей просторових співвідношень цих мінералів вказує на синхронно-парагенетичний характер їх утворення. Ільменіт сформувався на оксидній стадії, представлений ізометричними та видовженими, дещо заокругленими зернами. Зокрема, в метабазальтах, де спостерігається максимальна концентрація акцесорного ільменіту, переважна морфологія його виділень призматично-видовжена, заокруглена.

5.3 Пірит

Пірит (FeS_2) відмічено повсюдно у вмісних породах і в рудах. Його поширення є значно мінливим. У метатуфах він наявний приблизно в однаковій кількості з піротином, а в метабазальтах, зокрема рудоносних, він переважає (Рис. 5.5). Часто кількість мінералу прямо залежить від наявності залізовмісних породотвірних мінералів. Так, у зонах біотитизації його концентрація може зростати до 5-10 % від обсягу породи. Серед основних морфологічних різновидів переважають алотріоморфнозернисті агрегати, інколи в зростках із марказитом, крупнозернисті скупчення з ідіоморфними обрисами, лінзоподібно-овальні та неправильні форми, а також дрібні прожилки, просічки, дендритоподібні продукти заміщення залізовмісних мінералів. Розмір агрегатів може сягати 5-10 мм, а в гніздах – до 4-5 см і більше (Рис. 5.5,b). Мінерал тісно асоціює з піротином (Рис. 5.5,a), магнетитом, ільменітом. Просторово-часові взаємовідношення піриту з іншими рудними мінералами свідчать, що найчастіше пірит утворюється внаслідок дисульфідизації більш раннього піротину. Хімічний склад піриту наведено в табл. 5.1.



a *b*

Рисунок 5.5. Скупчення сульфідів у зразках керну зі св. 06: *a* — в метабазальтовому туфі, зр. 06/231,25; кварц-сульфідне гніздо піротину (Po), яке містить окремі кристали піриту (Py); *b* — в гранітах, зр. 06/428,2; крупнокристалічний пірит в зальбанді з кварцового (Qz) прожилку

Надзвичайно широкий спектр морфології виділень мінералу часто спонукає до необґрунтованого, на нашу думку, вирізнення значної кількості його генерацій. Зокрема, за результатами пошукових робіт [9] було виділено 4 генерації піриту: сингенетичний, метаморфогенний, гідротермальний, метасоматичний.

Сингенетичний пірит поширений переважно серед метаосадових порід скелюватської світи, рідше у безрудних метабазитах новокриворізької світи. Він утворює ідіоморфні кристали та їх зростання завбільшки до 1-2 мм. В масі породи розподілений майже рівномірно. Вміст не перевищує 0,2-0,3%, звичайно менше.

Матаморфогенний пірит спостерігається серед метабазитів та метаосадків. Він утворює зростки неправильної форми поліедричних зерен. Вони мають деяку директивність, яка узгоджується з напрямком розшарування породи. Розмір зростків змінюється від долі мм до 3-5 мм. Певний обсяг піриту заміщує ільменіт та магнетит. Заміщення спостерігається в крайових частинах зерен або їхніх агрегатів та вздовж мікротріщин. Ступінь заміщення різний, від часткового до повного.

Гідротермальний пірит є найбільш поширеним. Він розвивається в кварц-піритових жилах та прожилках, що січуть сланцюватість порід під різними кутами. Співвідношення кварцу та піриту непостійне – до утворення, майже, мономінеральних піритових прожилків. Також він наявний в пізніх карбонат–кварц–сульфідних жилах, які січуть всі більш ранні форми. До складу сульфідів окрім піриту часто додається халькопірит.

Метасоматичний пірит розвивається в зонах рудно-метасоматичної переробки. Окрім приуроченості до прожилкових утворень, він часто формує гніздоподібні скупчення та розсіяну вкрапленість по всій масі породи.

5.4 Піротин

Піротин (FeS) — один із найрозповсюдженіших сульфідів у мінералізованих зонах Ганнівського родовища. Він утворює розсіяну вкрапленість алотріоморфнозернистих дрібних агрегатів, досить великі (1-2 см за перетином) скупчення (Рис. 5.5, а), близькі за текстурою до масивних, серії прожилків, окремі субідіоморфні агрегати. Кількість мінералу варіює від поодиноких зерен до густовкраплених скупчень, прожилків і навіть до масивних скупчень. Просторово піротин асоціює з темноколірними мінералами, найчастіше з амфіболом, біотитом у метабазальтах туфової фації, де його кількість інколи може сягати 12-15 %. Серед рудних він асоціює з піритом, халькопіритом, а також молібденітом і може утворювати з ним зростки (Рис. 5.6). Масове відкладення піротину відбувалось гіпсометрично вище від продуктивної сульфідної мінералізації з молібденітом.

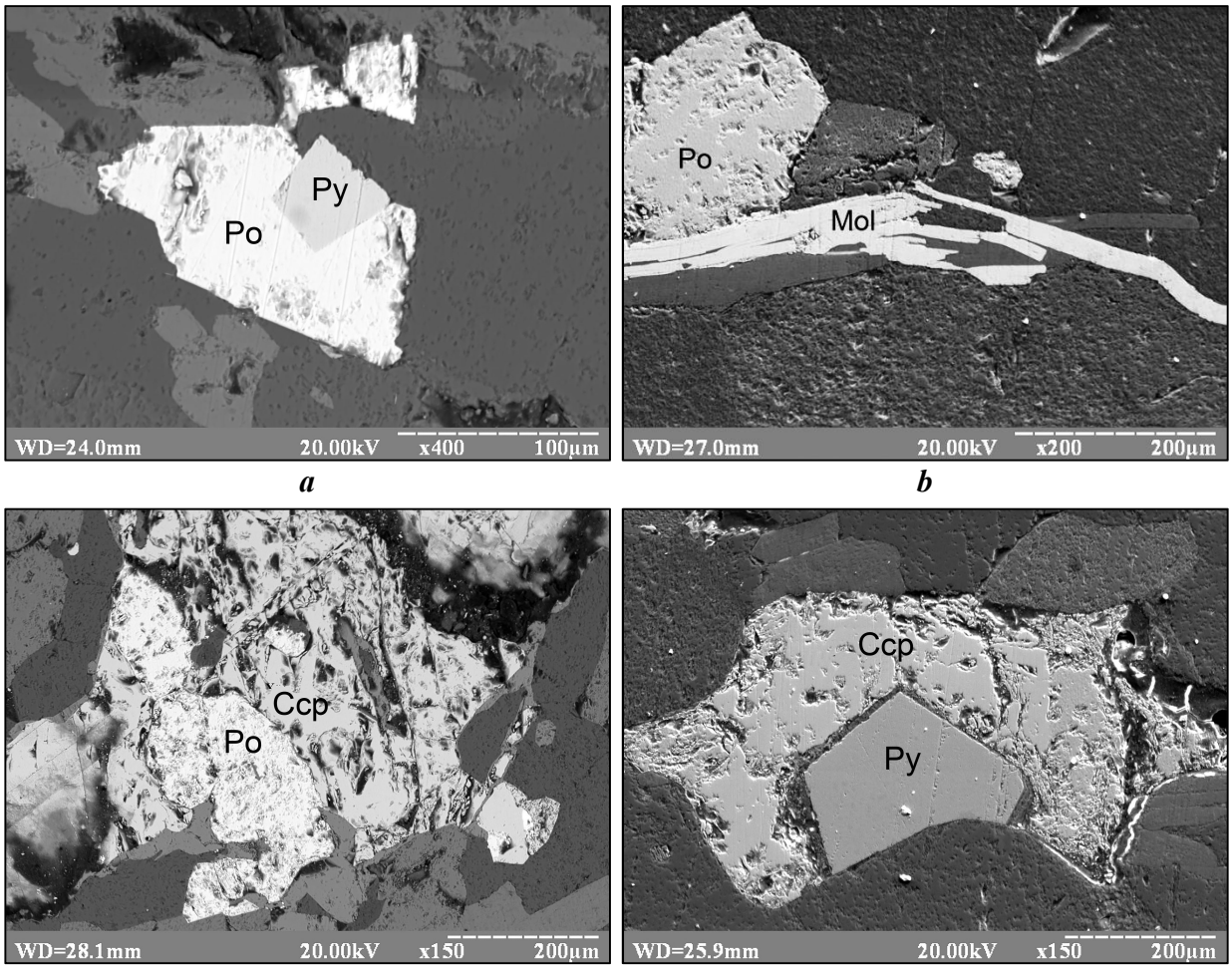
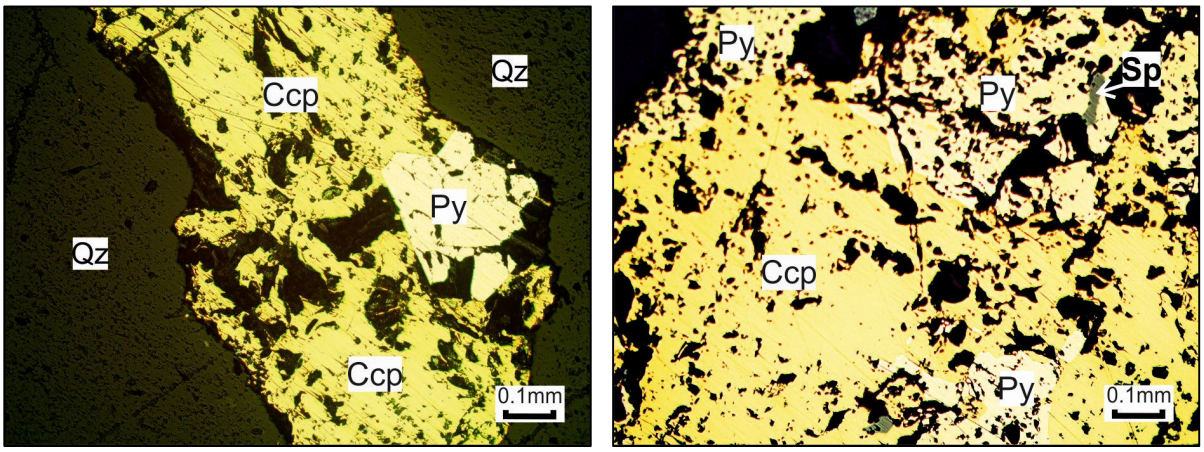


Рисунок 5.6. Взаємовідношення сульфідних мінералів Ганнівського родовища: ***a*** – кристал піриту в піротині, св. 24737, гл.441,3 м; ***b*** – пластинчастий кристал молібденіту в зростку з піротином, св. 24737, гл. 398,5 м; ***c*** – зросток піротину з халькопіритом, св. 24737, гл. 386,1 м; ***d*** – кристал піриту у халькопіриті, св. 24737, гл. 391,5 м.

5.5 Халькопірит

Халькопірит ($FeCuS_2$) за поширенням значно поступається піротину та піриту. За часом утворення виділяються дві генерації сульфіду міді: ранній халькопірит-1 і пізній халькопірит-2. Халькопірит-1 поширений у високотемпературних парагенезисах Po-Py-Cpy, а також в асоціації з молібденітом. Досить часто більші (0,4-1 мм за видовженням) виділення халькопіриту є у кварцових прожилках (Рис. 5.7). Пізній халькопірит-2 фіксується у вигляді мікропрожилків у піриті. В інтервалах з підвищеним

вмістом халькопіриту може концентруватися золото на рівні 0,001 – 1 г/т, що подекуди фіксується в розрізі метаосадків надрудної скелюватської світи.



a *b*

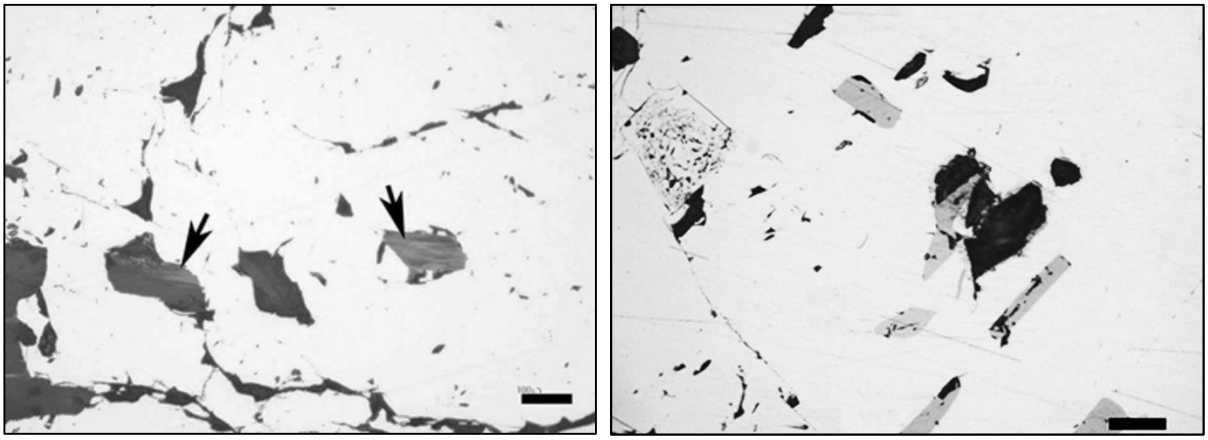
Рисунок 5.7. Халькопірит (Ccp) в зростках з піритом (Py) у кварцовому прожилку в метабазальтах, аншліф 01/380,6. Зерно сфалериту (Sp) міститься у піриті (b).

5.6 Льолінгіт, арсенопірит

Льолінгіт (FeAs$_2$) належить до типоморфних мінералів золотоносних асоціацій і присутній в рудах даного типу досить в мінливих кількостях. В цілому мінерал кількісно значно поступається піротину, піриту, арсенопіриту. Як правило, мінерал за типовою схемою послідовно заміщується сульфоарсенідами, сульфідами: Lo-Apy-Po-Py. Спостерігається кількісна залежність між льолінгітом та арсенопіритом, що зумовлено заміщенням першого другим. Морфологія зерен льолінгіту відзначається реліктовим характерам виділень (лінзоподібних, округлих), які знаходяться в центральних частинах зерен арсенопіриту (Рис. 5.8).

Арсенопірит (*FeAsS)* за своїм поширенням в мінералізованих зонах значно переважає льолінгіт. Морфологія арсенопіриту ділянки Червона варіює від короткопризматичних ізометричних до довгопризматичних агрегатів. Внаслідок інтенсивного заміщення більш пізніми сульфідами іноді обриси мінералу набувають реліктового характеру. Найбільш крупні агрегати за

участю арсенопіриту можуть досягати 1 см в поперечнику. Арсенопірит макроскопічно практично не відрізняється від льолінгіту (Рис. 5.8). У відбитому світлі арсенід має дещо світліше забарвлення.



а *б*

Рисунок 5.8. Льолінгіт-арсенопіритові мінеральні агрегати Ганнівського родовища в аншліфі 01/156,7. Світло-сіра матриця – льолінгіт-арсенопіритові агрегати: а – з включеннями тонковолокнистого графіту (вказано стрілкою); б – з включеннями сульфідів (сіре). Справа внизу на мікрофотознімках відображені мітки, які відповідають 0,1мм.

5.7 Сфалерит, шеєліт, галеніт, вісмутин

Необхідно також відмітити незначне поширення сфалериту, а також шеєліту, галеніту і вісмутину, які були описані в роботі [11], де наводяться також непідтверджені дані про знахідки самородних срібла і вісмуту та телуридів вісмуту.

Сфалерит має обмежене поширення. Поведінка мінералу в процесі рудного мінералоутворення в значній мірі подібна до халькопіриту. Мінерал фіксується у вигляді дрібних округлих включень у халькопіриті (Рис. 5.7). Зерна сфалериту звичайно мають неправильну форму і розмір у поперечнику від 0,04 мм до 0,14 мм (переважаючий розмір – 0,07 мм).

Шеєліт утворює ізометричні, овальні і неправильні зерна розміром 0.003-0.8 мм (св. 24737 гл. 358.3м). Більшість діагностованих зерен шеєліту приурочені до кварцової жили і розташовуються паралельними ланцюжками.

Галеніт виявлений в метабазитах в кількостях від одиничних зерен до їх скупчень в асоціації з піритом і піротином. Зерна галеніту звичайно мають кубічну форму; рідше мінерал спостерігається у вигляді суцільної маси в тісному зростанні з вісмутином. Розмір зерен галеніту змінюється від 0,03 мм до 1,0 мм при переважаючих розмірах 0,1 – 0,25 мм.

Вісмутин виявлений у вигляді уламків кристалів неправильної форми розміром від 0,14-0,2 мм до 0,5 мм, які іноді формують суцільні землисті агрегати. В окремих випадках відмічено наявність переривчастої кайомок вісмутину навкруги зерен піриту.

5.8 Рудні асоціації та послідовність їх утворення

Вивчення структурно-текстурних особливостей та просторово-часових взаємовідносин вищеописаних рудних мінералів Ганнівського родовища дає змогу виділити декілька послідовних рудних стадій мінералоутворення:

- рання оксидна (ільменіт-магнетитова);
- головна сульфідна з молібденітом;
- потенційно золотоносна арсенідно-сульфоарсенідно-сульфідна;
- пізня сульфідна.

На ранній оксидній стадії утворились оксиди Fe та Ti, які доволі широко розповсюджені у метабазальтах та їхніх туфах. По відношенню до головної, продуктивної на Mo стадії, оксиди є дорудними.

Мінерали головної сульфідної стадії сформувались в результаті гідротермально-метасоматичного перетворення вулканогенного мафітового субстрату в умовах метаморфізму переважно епідот-амфіболітової фації та ультраметаморфізму, що відбувалися, вірогідно, під впливом тектоно-магматичної активізації приблизно 2 млдр років тому, і з яка супроводжувалась вкорінення двопольовошпатових гранітів кіровоградського комплексу в

сусідньому Інгульському мегаблоці. В межах родовища до останнього можна умовно зараховувати малопотужні дайки, жили, кармани і лінзи апліт-пегматоїдних гранітів, які зрідка відмічаються в межах рудоносних (рудних) зон. Головна сульфідна стадія представлена молібденітом, піритом, піротином, халькопіритом, зрідка відмічаються сфалерит, шеєліт.

Арсенова мінералізація арсенідно-сульфоарсенідно-сульфідної стадії спорадично відмічається в надрудних метапелітах біотит-плагіоклаз-кварцового складу, іноді з гранатом, які в складі скелюватської світи залягають на метабазитах новокриворізької світи. Такий тип мінералізації вважається потенційно золотоносним, в більшості випадків характеризується постійним речовинним складом і не залежить від варіацій кварц-сульфідного співвідношення в породі. В асоціації з мінералами арсену, льолінгітом і арсенопіритом, відмічаються також пірит, піротин, халькопірит.

Пізня сульфідна стадія представлена піритом, піротином, халькопіритом, які характерні і для попередніх двох більш ранніх стадій. Розвиток цієї асоціації пов’язується із післярудними тектоно-термальними подіями і відображають більшою мірою процес перекристалізації більш ранніх мінералів, ніж формування принципово нового мінерального комплексу.

РОЗДІЛ 6. ХАРАКТЕРИСТИКА СУПУТНЬОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ

Під час пошукових та пошуково-оціночних робіт виконувалось комплексне вивчення родовища, що передбачало виявлення усіх супутніх молібдену корисних компонентів. Завдяки суцільному опробуванню всіх комплексів порід було визначено підвищені вмісти таких елементів як мідь, вольфрам, срібло, вісмут, цинк, золото. В окремих пробах відмічено аномальний вміст срібла (до 30 г/т), цинку (до 500-2500 г/т), вісмуту (до 300 г/т і більше). За результатами мінералогічних досліджень були виявлені мінеральні форми знаходження Cu, Zn, Ag, Au, Bi і W та з'ясована можливість їх ефективного виділення у концентрат.

Мідь є важливим супутнім компонентом молібденових руд Ганнівського родовища. Результати лабораторних робіт свідчать про її присутність у всіх свердловинах, пробурених під час ГРР, у породах скелюватської та новокриворізької світ, а також у гранітах демуринського комплексу. Вміст Cu варіює від слідів до 0,15% (св. 24736, інтервал 391,5–392,6 м). Підвищений вміст міді (0,02-0,06%) зафіксований у центральній частині родовища – ділянка Червона, в тому числі за даними пошуково-оцінювальних свердловин 01-10, як у зонах молібденового зруденіння, так і поза ним у мінералізованих інтервалах. Основним мідним мінералом є халькопірит.

Вісмут виявлений у формі вісмутину та телуровісмутину [9, 11, 30], які асоціюють із молібденітом у кварцових прожилках. Концентрація Bi варіює від слідів до 0,366% (3660 г/т) у рудних тілах молібденового зруденіння (св. 24881, інтервал 343,4–344,2 м). Із підвищенням вмісту молібдену спостерігається зростання концентрації вісмуту, подекуди до 20-60 г/т. Це свідчить про можливість комплексного вилучення цього елементу під час розробки родовища.

Срібло. Підвищений вміст срібла характерний для всіх основних літологічних типів порід родовища. У біотитових, графіт-біотитових, амфібол-біотитових та гранат-біотит-амфіболових сланцях, де інтенсивно проявляються

процеси гранітизації та окварцювання, концентрація Ag досягає 0,7–1,5 г/т. Вміст срібла до 1 г/т також спостерігаються у рожевих апліт-пегматоїдних гранітах і гранітизованих метабазальтах. Значне підвищення концентрації срібла фіксується у зонах молібденового зруденіння. Наприклад, у св. 24746 (метабазити новокриворізької світи, інтервал 126,7–131,1 м) вміст срібла становить 5-30 г/т. У св. 01 в окремих пробах також відмічається підвищені концентрації металу, як в корі вивітрювання кристалічних порід – 2 г/т в інт. 147,3-148,3 м, так і в метабазальтах – 1,2 г/т в інт. 147,3-148,3 м; 4,7 г/т в інт. 176,0-177,0 м.

Золото виявлене у всіх породах в межах ділянки родовища: метабазальтах та їхніх метатуфах новокриворізької світи, гранітах демуринського комплексу, в кварцитах скелюватської світи у кількості від слідів до 7 г/т. Цей максимальний вміст отримано по св. № 24737 в інтервалі 331,0-332,0 м, яка пробурена в центральній частині ділянки родовища (профіль 6).

За даними свердловини 01, яка пройдена на профілі 5а, золотоносна зона охоплює інтервал 304,8-314,8 м. В її межах вміст Au в пробах становить від 0,1 до 0,7 г/т. Золотоносні породи – це метатуфи базальтові, сірого, до світло-сірого із зеленуватим відтінком кольору, сланцюваті – 60-70° до осі керна (сланець плагіоклаз-амфіболовий середньозернистий), доволі витримані по всьому інтервалу, інтенсивно сульфідизовані – до 10-12 %. Порода не справляє враження, що вона перетерпіла інтенсивні рудно-метасоматичні процеси. Один кварцовий прожилок потужністю більше 1 см відмічається не частіше як на 3-4 м керна. Основний обсяг сульфідів – це густа імпрегнація зерен (0,1-0,5 мм, інколи до 1,5 мм) піриту, рідше піротину по всій масі породи. Розвинені також примазки вздовж мікротріщин сколу (в зрізі мають вигляді ниткоподібних прожилків та пунктирних ліній) та зрідка порівняно великі (до перших см) скупчення неправильної форми кристалічного піриту, рідше масивного піротину. В останньому випадку сульфіди приурочуються до одиничних кварцових лінз і цементують уламки кварцу будинованих, брекчійованих прожилків завширшки 1-1,5 см, які орієнтовані субзгідно сланцюватості, рідше

січні, інколи мають хвилясту морфологію. Відмічаються також окремі кварц-піритові і суттєво піритові прожилки 1-3 мм. У св. 01 найвищий вміст Au 0,78 г/т і 0,82 г/т діагностовано відповідно у сланцях кварц-біотит-амфіболових з арсенопіритом в інт. 150,1-151,1 м та в метабазальтах, інт. 299,9-300,8 м.

Елементи платинової групи. Окрім основних рудних компонентів проводилися дослідження щодо вмісту благородних металів, зокрема платини та паладію. Платинові метали поширені в усіх породних комплексах ділянки, включаючи породи скелюватської та новокриворізької світ, а також гранітоїди демуринського комплексу. Вміст платини варіює від слідів до 0,02 г/т (св. 24742, інт. 388,5-389,5 м), тоді як паладію — від слідів до 0,03 г/т (інт. 389,5-390,5 м). Переважна більшість проб демонструє концентрації платини й паладію в межах 0,002–0,005 г/т. Дещо вищі вмісти платиноїдів зафіксовані у центральній частині родовища, в межах ділянки Червона. Прикладом є св. 02 в інт. 136,7-143,7 м, в якому виявлені підвищена концентрація платиноїдів: Pt – до 0,07 г/т, Pd – до 0,18 г/т. Важливо відмітити, що аномальний вміст платиноїдів корелюється з концентрацією золота в цьому інтервалі на рівні 0,01-0,18 г/т. У зонах молібденового зруденіння ці елементи виявлені лише в поодиноких інтервалах. Для визначення можливих локальних концентрацій платиноїдів необхідні подальші дослідження.

Вольфрамова мінералізація в межах родовища асоціює з молібденовим зруденінням, хоча її інтенсивність значно поступається останньому. Основний носій вольфраму — шеєліт [10], який утворює парагенетичні асоціації зі скарноїдами, що містять діопсид, гранат і воластоніт. Концентрація W значно варіює, досягаючи 0,11% (св. 24739, інтервал 362,8–363,7 м) та 0,140% (св. 24738, інтервал 347,5–348,5 м). Вольфрамова мінералізація відзначена як у рудній зоні молібденового зруденіння, так і в надрудній частині розрізу метабазитів новокриворізької світи.

За даними геохімічних досліджень [9] з’ясовано складний геолого-геохімічний розподіл розглянутих вище супутніх елементів в межах Ганнівського родовища. Зважаючи на низький рівень концентрацій міді, золота,

свинцю мінералізація не може ідентифікуватись з мідно-молібден-порфіровим типом. Асоціація вольфраму з аномальними концентраціями молібдену, вісмуту, срібла у змінених амфіболових сланцях відповідає вольфрам-молібденовому або скарновому типу мінералізації. Дещо складнішою є позиція ореолів молібдену і вольфраму на північному фланзі рудної зони, що відображає латеральну геохімічну зональність. Можливо в даному випадку спостерігається накладання двох різних стадій рудного процесу. Для мінералізації W-Mo типу характерні підвищені концентрації паладію, інколи – платини, що відзначається і в цих зонах. Наявність в межах зони молібденового зруденіння дрібних радіоактивних аномалій та просторове зближення з ураноносними метасоматитами дає змогу гіпотетично передбачати можливість розвитку на більших глибинах специфічного уран-молібденового зруденіння.. Під час пошукових і пошуково-оціночних робіт на молібден геохімія урану у розрізах Ганнівського родовища не вивчалась. Водночас західніше від зони молібденового зруденіння відомий Західноганнівський прояв урану.

Виконані дослідження підтвердили наявність таких супутніх компонентів як мідь, срібло, вольфрам, золото і вісмут, що можуть суттєво посилити промислове значення Ганнівського родовища і наблизити його до промислового освоєння. Подальші дослідження доцільно зосередити на оцінці економічної доцільності їх вилучення, а також уточненні просторового розподілу аномальних концентрацій для оптимізації майбутніх геологорозвідувальних робіт.

РОЗДІЛ 7. ГЕНЕЗИС ТА ВІК МОЛІБДЕНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ

Як зазначалося в розділі 1 наявну у Середньому Придніпров'ї молібденову мінералізацію за відносним віком і зв'язком з вмісними та рудогенерувальними комплексами можна розділити на три головні геолого-генетичні групи: ранню і пізню архейські та палеопротерозойську.

Особлива роль в аспекті виконаних досліджень належить палеопротерозойській групі об'єктів, яка була виділена за результатами виконаних досліджень. Окрім Ганнівського родовища вона об'єднує мінералізацію молібдену, виявлену в Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні, в тому числі в межах Криворізької структури. Зруденіння пов'язується з укоріненням двопольовошпатових гранітів кіровоградського комплексу і асоціації апліт-пегматоїдних гранітів в інтервалі часу 1,8-2,1 млрд років тому. Тектоно-магматична асоціація цього віку активно проявилась з сусідньому Інгульському мегаблоці та, як виявилося, спричинила рудно-металогенічні процесі за його межами, вздовж східного флангу Середньопридніпровського мегаблоку.

7.1. Генетичні особливості мінералізації молібдену в зеленокам'яних структурах

Рання архейська група, до якої належить зруденіння в зеленокам'яних структурах, по відношенню інших, є більш продуктивною. Зокрема, до неї відносяться два золото-молібденових родовища Сергіївське і Балка Золота, які розміщуються в межах Солонянського рудного поля (СРП) на півночі Сурської ЗКС. Найбільш прийнятною для них є метаморфогенно-гідротермальна генетична модель, яка припускає рудогенерувальну роль плагіогранітоїдів сурського комплексу (субвулканічні метадацити, метаріодацити, порфіроподібні тоналіти і тоналіт-порфіри) за участі речовини метаморфічних процесів. Зазначимо, що на початкових етапах вивчення родовища В.С. Монахов [24, 25] схилявся до думки, що формування рудоносних лужно-

польовошпатових з рожевим альбітом метасоматитів (монаховітів [41, 42]) пов’язане не з плагіогранітоїдами сурського комплексу (пізня ВПА), а з двопольовошпатовими гранітами мокромосковського комплексу. Однак у межах Сергіївського родовища типові мокромосковські граніти, пегматити чи апліти достовірно не виявлені. Ми не відкидаємо такої точки зору, лише хочемо зазначити, що мокромосковські гранітоїди мають суттєве поширення за межами Сурської ЗКС, де утворюють невеликі штокоподібні тіла серед так званого гранітоїдного облямування – плагіогранітоїдів дніпропетровського й сурського комплексів. Крім того, власне Мокромосковський масив розміщений за 30 км південно-східніше від Сергіївського родовища.

Більшість дослідників вважають, що продуктивна мінералізація як молібдену, так і золота Сергіївського родовища пов’язана з однойменним субвулканічним тілом порід плагіогранітоїдного складу [22, 44 та ін.]. Водночас особливості геологічної будови східного флангу родовища вказують на те, що зруденіння молібдену може мати не лише просторові, а й генетичні зв’язки зі становленням Східносергіївського масиву тоналіт-порфірів і порфіроподібних тоналітів. Адже саме на північний захід від нього і далі вздовж Сергіївського субвулканічного тіла сформувалася характерна для родовища рудно-металогенічна зональність: Mo → Au+Mo → Au. Така зональність цілком узгоджується з рідкіснометалевим, раннім сульфідним і пізнім сульфідним мінеральними комплексами, які виділив Ю. В. Ляхов та ін. [20], що відображають загальну стадійність золото-молібденового рудоутворення. Основний етап золотонакопичення втілювався в умовах циркуляції водно-сольових розчинів з концентрацією NaCl – 30–35 % у діапазоні температур 240–320 °С і тиску в системі мінералоутворення 100–136 МПа. За даними гомогенізації газово-рідинних включень молібденіт утворився в температурному інтервалі 200–450 °С.

Відомо, що штокверкові молібденоносні зони зазвичай розвиваються над гранітоїдними куполами та мають потужність до 300–400 м. Таким параметрам загалом відповідає і лінійно-штокверкове зруденіння Сергіївського родовища,

якщо припустити послідовне становлення спочатку Сергіївського субвулканічного тіла, а згодом Східносергіївського масиву. За такого геологічного розвитку найпотужніше та найбагатше зруденіння в апікальній і надкупольній частинах масиву, напевно, було еродованим і розміщувалося дещо південніше самого родовища. У процесі пошукових робіт (Л.О. Рязанцева та ін., 2004) відпрацьовано також структурну модель, згідно з якою теперішні контури розвитку мінералізації молібдену відповідають ще не розкритій буровими свердловинами рудогенерувальній апофізі Східносергіївського масиву, склепіння якої розміщується на глибині понад 300 м. Однак на сьогодні немає свідчень, які могли б підтвердити це припущення. Йдеться про мінералого-геохімічну зональність, закономірні варіації інтенсивності зруденіння з глибиною тощо.

Певне рудогенерувальне значення може мати також субмеридіональне продовження Солонянського субвулканічного тіла, адже за 4,5 км північніше до нього приурочене золото-молібденове зруденіння родовища Балка Золота.

У процесах рудоформування важливу роль відігравали також Північносергіївський і Східносергіївський розломи, особливо ділянка перетину цих диз'юнктивних структур. Щодо субмеридіонального Східносергіївського розлому, то є велика ймовірність, що він був важливою рудопідвідною зоною для продуктивних молібденоворудних об'єктів СРП загалом. Адже до розміщеного за 2 км східніше Золотобалкинського розлому цієї системи тяжіють згадані вище молібденові руди родовища Балка Золота [44]. Формування штокверкових зон, перевідкладення і перерозподіл рудної речовини ймовірно відбувалися під впливом системи діагональних порушень північно-західного й південно-східного простягання.

Викладені вище уявлення щодо імовірного генетичного зв'язку мінералізації молібдену Сергіївського родовища були підтверджені даними ізотопного Re-Os датування молібденіту. Дослідження проводилися двома методами: 1) за методикою хімічного поділу Re та Os і мас-спектрального визначення вмісту ізотопів у зразку зі св. 3222, глибина 219,5 м [90]; 2) прямим

ядерно-фізичним методом із прецизійним вимірюванням спектра в зразку зі св. 3219, глибина 343,1 м [50]. Обома методами отримано значення віку, які вкладаються в інтервал 3055–3090 млн років та перекриваються з ізотопним віком плагіогранітоїдів сурського комплексу [22].

7.2 Re-Os вік молібденіту Ганнівського родовища

Спільним для всіх типів промислових родовищ молібдену є їхній зв'язок з тектоно-магматичною активізацією та гранітоїдним магматизмом кислого або помірно-кислого складу нормального чи сублужного ряду в областях завершеної складчастості та на древніх платформах. Питання генетичного або парагенетичного зв'язку молібденової мінералізації Ганнівського родовища з тим чи іншим гранітоїдним комплексом і відповідно віком формування мінералізації, не вирішується однозначно. Адже в Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні відома низка різних за віком і складом гранітоїдів, які характерні для суміжних Інгульського і Середньопридніпровського мегаблоків. За результатами ізотопно-геохронологічних досліджень, проведених упродовж останніх десятиліть, їхній абсолютний вік охоплює дуже широкий діапазон – від 3,0 до 1,8 млрд років [57]:

– найдавніші в районі плагіогранітоїди сурського (саксаганського) комплексу віком (3067 ± 8) млн років;

– порфіроподібні граніти демуринського комплексу, які інтрудували західний і північно-західний борти Криворізької структури 2906 млн років тому;

– так звані "галещинські граніти" віком 2780 млн років, поширені на північ, у межах Кременчуцького району;

– лейкократові граніти ганнівського типу віком (2827 ± 16) млн років [1, 2, 58]. Найбільше тіло укорінилось вздовж контакту скелюватської та саксаганської світ у вигляді лінзоподібної смуги завширшки до 600 м;

– граніти кіровоградського комплексу віком (1959 ± 36) млн років, які є типовими для Інгульського мегаблоку, інколи фіксуються у вигляді малопотужних лінз і дайок;

– найбільш пізні гранітоїди – це апліт-пегматоїдні граніти ізотопним віком 1,8 млрд років, зафіксовані у верхній частині розрізу Криворізької структури, де вони проривають метапісковики глеюватської світи.

Раніше, за даними польових досліджень, ми припускали [37, 44] зв'язок зруденіння з укоріненням ранніх фаз мезоархейських порфіроподібних гранітоїдів демуринського комплексу, які проривають північно-східний борт Криворізької структури і безпосередньо в ендоконтакті яких з метабазитами новокриворізької світи локалізується певна частка (10-15 %) молібденових руд. Водночас наявні в розрізі молібденоносних зон малопотужні (1–35 см) дайки і лінзи гранітоїдів (лейкократові граніти, пегматоїдні граніти, аплiти тощо) багатьма дослідниками корелювалися з більш молодими гранітоїдними асоціаціями, в тому числі з палеопротерозойським кіровоградським комплексом чи апліт-пегматоїдною асоціацією. Це створювало підґрунтя для дискусії щодо часу формування рудних покладів, які не мали перспективи вирішитися без прямого датування молібденіту, як, наприклад, для Сергіївського родовища.

Саме тому для вирішення проблеми віку зруденіння молібдену Ганнівського родовища було використано застосований для Сергіївського родовища та визнаний у світовій практиці Re-Os ізотопний метод.

Для виконання аналітичних досліджень були використані монофракції молібденіту (проби 1/368,8; 1/380,6 та 6/358,0), відібрані з рудних інтервалів св. 01 та 06 (Рис. 7.1), які перетнули головну рудоносну зону в центральній частині Ганнівського родовища. Детальний геологічний опис рудних зон за розрізом зазначених свердловин був наведений в розділі 4. Окрім цього, були проаналізовані наявні в колекції авторів статті монофракції молібденіту Сергіївського золото-молібденового родовища (проби 3217 та 3219/189,5).

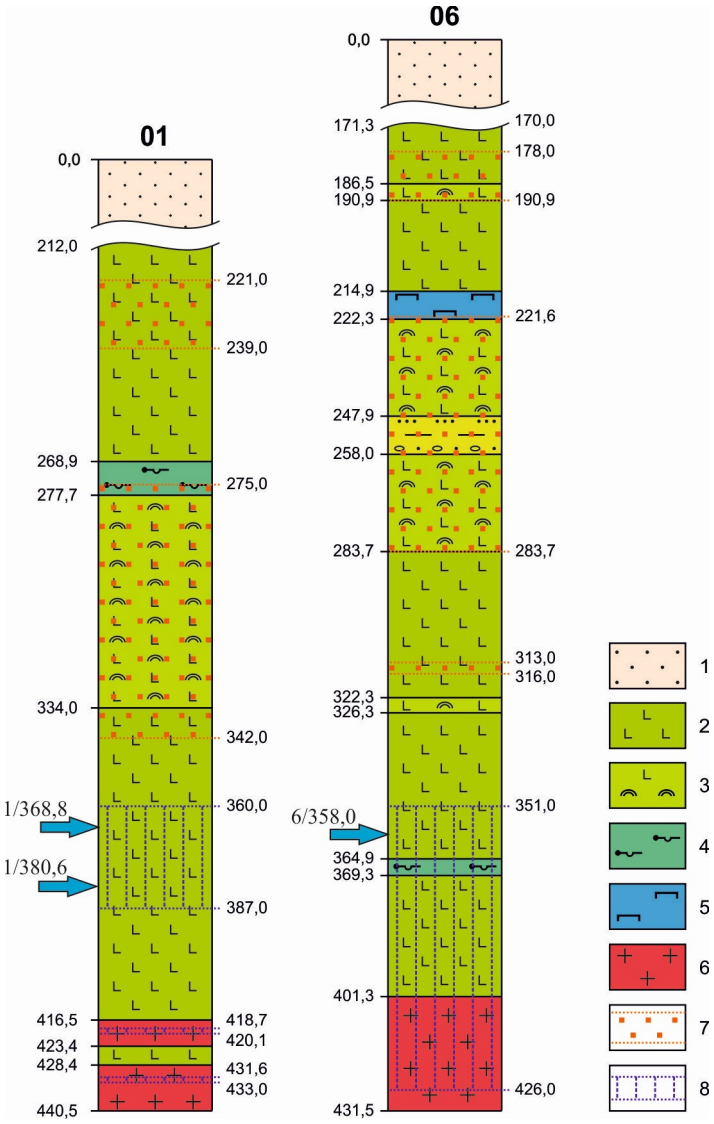


Рисунок 7.1. Положення проб 1/368,8; 1/380,6 і 6/358,0 на літологічних колонках свердловин 01 і 06: 1 – відклади осадового чохла; 2-4 – породи новокриворізької світи: 2 – метабазальти лавової фації; 3 – метабазальти туфової фації; 4 – сланці біотитові, інколи з гранатом; 5 – метапіроксеніти амфіболові, меланократове метагабро; 6 – гранітоїди; 7 – зони сульфідизації (пірит, піротин); 8 – рудоносні зони.

Для підготовки вищезазначених лабораторних проб зразки керна з видимою мінералізацією молібденіту подрібнювалися до 1 мм. Молібденіт відбирали вручну під бінокулярним мікроскопом із важкої немагнітної фракції після збагачення на концентраційному столі. Реній-осмій ізотопні аналізи та

концентрації визначали методом ізотопного розведення в Центрі Джона де Лаєтера (John de Laeter Centre, JdLC), Університет Кьортина, Західна Австралія.

Досліджені проби молібденіту (Табл. 7.1) характеризуються їх відносно невеликою вагою і водночас широким діапазоном значень – від 0.2 мг (проба 1/380.6, Ганнівське родовище) до 59 мг (проба 3219/189.5, Сергіївське родовище).

Таблиця 7.1. Результати ізотопного аналізу Re-Os молібденіту Ганнівського і Сергіївського родовищ.

Проба	Вага проби, г	Вміст Re, ppm	± 2s	Вміст 187Re, ppb	± 2s	Вміст 187Os, ppb	± 2s	Вміст Os, pg	Модельний вік, Ма	± 2s Ма
1/380.6	0,0002	31,592	0,100	19856,88	62,99	622,181	4,741	0	1852	30
6/358.0	0,0116	25,628	0,080	16108,00	50,17	633,722	0,579	2	2316	11
1/368.8	0,0009	20,019	0,050	12582,87	31,43	447,342	0,260	0	2097	9
3219/189.5	0,0594	105,586	0,478	66365,64	300,68	3416,782	2,470	13	3013	17
3217	0,0352	122,927	2,095	77265,11	1317,02	2366,605	14,441	23	1811	39

Концентрація Re в пробах Ганнівського родовища є порівняно витриманою і варіює в інтервалі 20–32 ppm. Найвищий вміст Re (31.592 ppm) зафіксовано у пробі 1/380.6. Відповідно, вміст ізотопу ^{187}Re (у ppb) також є найвищим серед проб родовища – 19856.88 ppb. Найнижчий вміст Re (20.019 ppm) відмічено у пробі 1/368.8, з відповідним найнижчим вмістом ^{187}Re – 12582.87 ppb. Проба 6/358.0, яка має найбільшу вагу серед ганнівських зразків (0.01160 г), демонструє проміжні значення вмісту Re (25.628 ppm) та ^{187}Re (16108.00 ppb).

Вміст радіогенного осмію (^{187}Os) у пробах Ганнівського родовища також засвідчує незначну варіабельність. У пробі 1/380.6, що характеризується найвищим вмістом Re, концентрація ^{187}Os становить 622.181 ppb. Проба 1/368.8, яка має найнижчий вміст Re, містить найнижчий показник ^{187}Os – 447.342 ppb. Цікаво, що проба 6/358.0, з проміжним вмістом Re та найбільшою вагою серед трьох проб, відзначається найвищим вмістом ^{187}Os (633.722 ppb). Таким чином, на основі представлених трьох проб Ганнівського родовища відсутня проста прямо пропорційна залежність між найвищими чи найнижчими

показниками Re та ^{187}Os у конкретних пробах. Наприклад, проба з найбільшим вмістом Re (1/380.6) не має найбільшого вмісту ^{187}Os, і навпаки, проба з найбільшим вмістом ^{187}Os (6/358.0) має проміжний вміст Re.

Дані, отримані для проб молібденіту із Сергіївського родовища (проби 3219/189.5 та 3217), характеризуються більшою в декілька разів вагою цих проб у порівнянні з вищеописаними: 59,4 мг і 35,2 мг, відповідно. Проте ключова відмінність полягає у тому, що концентрація Re та Os у молібденіті Сергіївського родовища у 3–6 разів вища, ніж у молібденіті Ганнівського: 105.586 ppm у пробі 3219/189.5 та 122.927 ppm у пробі 3217. Відповідно, концентрація ^{187}Re також суттєво вища – 66365.64 та 77265.11 ppb. Вміст осмію (^{187}Os) у молібденіті Сергіївського родовища є також суттєво вищим (у середньому у 5 разів): 3416.782 ppb та 2366.605 ppb.

Модельний вік молібденіту Ганнівського родовища (Рис. 7.2) демонструє значний діапазон часу (Табл. 7.1): від 1852 ± 30 млн років (проба 1/380.6), 2097 ± 9 млн років (проба 1/368.8) до 2316 ± 11 млн років (проба 6/358.0), що відповідає палеопротерозою. Таким чином, можна стверджувати, що продуктивна мінералізація Ганнівського родовища не пов’язана з мезоархейськими порфіроподібними гранітоїдами демуринського комплексу, хоча й просторово приурочена до їхнього контакту з Криворізькою структурою. Отриманий модельний вік у діапазоні 1,85–2,3 млрд років дає підставу передбачати головну роль у формуванні молібденових руд палеопротерозойських тектоно-магматичних подій, які відбувалися в Інгульському мегаблоці, а в межах Криворізько-Кременчуцької шовної зони та Криворізької структури проявились укоріненням жил і лінз гранітоїдів кіровоградського комплексу 1959 ± 36 млн років та апліт-пегматоїдних гранітів 1.8 млрд років тому.

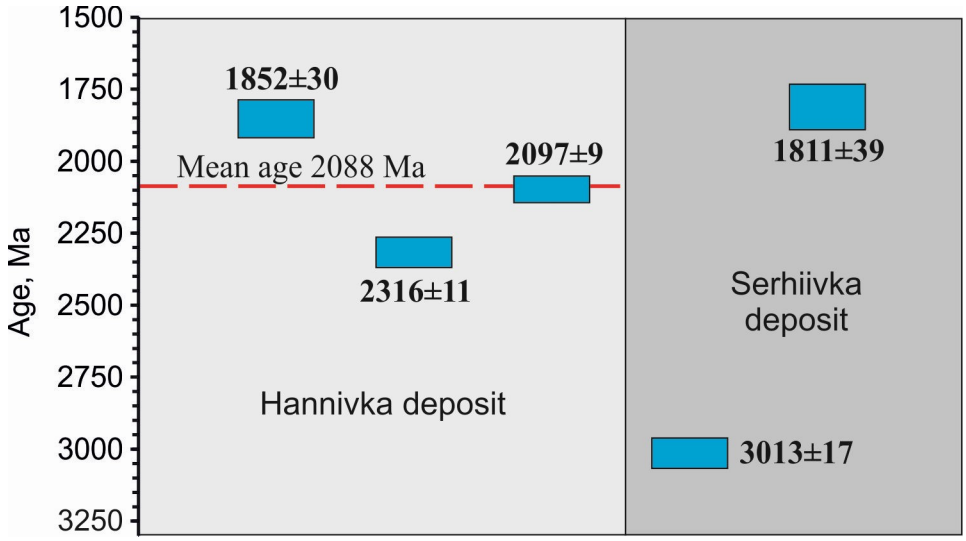


Рис. 7.2. Варіації модельного Re-Os віку молібденіту Ганнівського і Сергіївського родовищ.

Крім того, інтервал часу близько 1,8 млрд років відомий формуванням Прутівсько-Новогольської магматичної провінції [83], яка у межах сусіднього Інгульського району УЩ призвела до формування Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону [84], а також численних дайок основного й ультраосновного складу [86]. Деякі з цих дайок перетинають Криворізьку структуру, підкреслюючи важливість цієї тектоно-магматичної події і в цьому регіоні. Крім того, в цьому ж регіоні набули значного поширення натрієві лужні метасоматити віком близько 1,8 млрд років [85], вказуючи на значний розігрів регіону та поширення гідротермальної активності.

Для двох проб Сергіївського родовища отримано суттєво відмінні значення модельного віку молібденіту: за пробою 3219/189.5 визначено 3013 ± 17 млн років, за пробою 3217 – 1811 ± 39 млн років. Значення 3013 ± 17 млн років добре узгоджується із раніше встановленим віком молібденітової мінералізації (3,0-3,1 млрд років), що визначався Re-Os та ядерно-фізичним методами [88, 90, 50]. Вік 1811 ± 39 млн років для проби 3217 потребує додаткового геологічного чи аналітичного пояснення. На наш погляд, він може

свідчити про слабкі імпульси палеопротерозойського етапу рудоформування, які масштабно відбувалися в межах Ганнівського родовища.

Як бачимо, безперечна наявність двох розірваних у часі металогенічних етапів молібденового рудоутворення в межах СПМ: мезоархейського і палеопротерозойського. Результатом першого є Сергіївське родовище в центральній частині мегаблоку, другого – Ганнівське на крайньому заході, на межі з Інгульським мегаблоком.

Модельний вік молібденіту Ганнівського родовища 2,3–1,85 млрд років узгоджується з віком палеопротерозойських тектоно-магматичних подій та укорінення 1959 ± 36 млн років тому гранітоїдів кіровоградського комплексу і апліт-пегматоїдних гранітів (1,8 млрд років) у Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні, що дає підстави передбачати головну роль цих подій у формуванні молібденових руд Ганнівського родовища.

РОЗДІЛ 8. ПЕРСПЕКТИВИ РОЗРОБКИ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ

Вперше геолого-економічну оцінку Ганнівського родовища виконав Л.В. Гальчанський та ін. [9] у 2004 р. (на той час рудопрояву) за результатами пошукових робіт. Перспективні ресурси в межах геологічного блоку протяжністю понад 8 км склали 157078,1 т молібдену за його середнього вмісту 0,129%. До 85% обсягу ресурсів металу зосереджувався в центральній частині родовища, в межах так званої ділянки Червона протяжністю 2,3 км. Промислова цінність родовища (прибуток) від розробки оцінених перспективних ресурсів молібдену та його елементів-супутників на той час склала 755,4 млн дол. США.

Пізніше, за даними пошуково-оцінювальних робіт Р.І. Постолюка та ін. [30] в межах родовища було простежено та оконтурено зону молібденового зруденіння. Це пластоподібний лінійний штокверк потужністю 30-110 м, в середньому 70-90 м, з бортовим вмістом молібдену 0,01%. В межах цього штокверку виділяються потенційно придатні для промислової розробки рудні тіла потужністю від 1 до 15 м з вмістом молібдену від 0,05% до 0,268%. Важливо, що поряд з молібденом виявлено підвищений вміст супутніх металів, таких як мідь, вісмут, вольфраму, реній, золото, срібло та ін.

Виконана цими авторами попередня геолого-економічна оцінка молібденового зруденіння засвідчила про можливість рентабельної розробки промислових покладів з бортовим вмістом молібдену 0,03%. За даними Державної геологічної служби найбільш економічно вигідним є варіант вилучення молібдену і супутніх елементів при бортовому вмісті металу 0,05%. Згідно промислових класифікацій молібденові руди відносяться до групи 2: крупні пласто- і штокверкоподібні поклади складної морфології з нерівномірним розподілом молібдену. Запаси руд категорії C_2 підраховано в центральній частині родовища, а перспективні ресурси P_1 і P_2 – на південному і північному флангах. Запаси і ресурси металу за бортового вмісту Mo 0,01%,

0,03%, 0,05% і 0,06% відповідно складають 72824,9 т, 34858,6 т, 18821,4 т і 16048,2 т за вмісту в руді 0,025%, 0,053%, 0,087%, 0,094%. Крім того, оцінено ресурси супутніх компонентів в межах рудних тіл молібдену: міді, вісмуту, вольфраму.

Під час пошуково-оціночного буріння, яке розпочалося у 2020-21 рр., було підтверджено раніше отримані параметри зруденіння. Більше того, очікувався приріст запасів молібдену приблизно у два рази. Однак на стадії лабораторно-аналітичних досліджень ці роботи у 2022 р. були призупинені в зв’язку з повномасштабним вторгненням росії в Україну.

Висока ймовірність промислового освоєння родовища витікає з аналізу світового ринку молібдену, який в останні 5-10 років характеризується загальним зростанням, особливо в галузях виробництва сталі та високотехнологічних секторах. Разом з тим, зростання виробництва є обмеженим, спостерігається суттєве коливання цін, що створює виклики для стабільності постачання цього важливого металу. Зокрема, у 2021 році Міжнародна молібденова асоціація (IMOA) повідомляла, що світове споживання молібдену зросло на 13% порівняно з попереднім роком. Це зростання було обумовлене відновленням виробництва сталі після пандемії COVID-19. Водночас, світове виробництво молібдену скоротилося на 1% у 2021 році, що призвело до певного дефіциту на ринку. У 2022 році спостерігалися коливання цін на молібденову сировину. Наприклад, у квітні 2022 року ціни на молібденовий концентрат зросли, що було пов'язано з очікуваннями щодо попиту на молібден.

З початком повномасштабної військової агресії росії проти України у 2022 році, країни Європи та США значно активізували свої військово-промислові комплекси для підтримки обороноздатності та надання військової допомоги Україні. Це призвело до зростання попиту на стратегічні метали, зокрема молібден, який є ключовим компонентом у виробництві високоякісної сталі та спеціальних сплавів, що використовуються в оборонній промисловості. В Україні, попри значні втрати промислових підприємств через бойові дії,

спостерігається відновлення виробництва в металургійному секторі, що частково зумовлено потребами військово-промислового комплексу та інфраструктурного відновлення країни.

Таким чином, найближчим часом очікується дефіцит молібдену у зв’язку зі зростанням попиту, що викличе підвищення ринкових цін на метал, розробку нових технологій вилучення із руд та ефективне його застосування, особливо в оборонній галузі. Це дає підставу стверджувати, що комплексні молібденові руди Ганнівського родовища потребують першочергового вивчення, а відтак геологорозвідувальні роботи будуть відновлені з метою якнайшвидшої постановки попередньої розвідки і дослідно-промислового видобутку.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі викладено сучасні уявлення про геологічну будову та зруденіння Ганнівського родовища молібдену – одного із найбільш перспективних об’єктів на даний вид мінеральної сировини не тільки на УЩ, але й на теренах України в цілому. Вони базуються на нових геологічних даних, отриманих в процесі авторських досліджень, всебічного аналізу та узагальнення наявних опублікованих і фондових матеріалів з геології, геохімії, мінералогії, стратиграфії, магматизму, металогенії району досліджень. Основний науковий та практичний доробок виконаних досліджень полягає у наступних висновках:

1. Ганнівське родовище молібдену розташоване у північно-східному борту Криворізької синклінальної структури, в межах так званої Східноганнівської смуги метаморфічних порід або моноклінали. В основі розрізу залягають мезоархейські метабазити новокриворізької світи, які перекриваються палеопротерозойськими залізисто-кременистими метатеригенними відкладами скелюватської і саксаганської світ криворізької серії. Інтрузивні утворення представлені гранітоїдами демуринського комплексу, які мають значне поширення в обрамленні Криворізької структури та низкою різновикових (від 3,0 до 1,8 млрд років) гранітоїдів, які січуть стратифіковані утворення.

2. Рудовмісна новокриворізька світа складена переважно метаморфізованими вулканітами основного складу, які представлені двома головними фаціальними петротипами: 1 – метабазальти лавової фації; 2 – метабазальти туфової фацій з плавними переходами до метаандезибазальтів. Зазвичай ці різновиди утворюють грубе перешарування. Продуктивне зруденіння зосереджене, головним чином, у метабазальтах лавової фації.

3. Виконаними роботами підтверджена наявність кордієрит-антофілітового горизонту високоглиноземистих порід, який залягає на мезоархейських породах новокриворізької світи та інтерпретується як

метаморфізована кора вивітрювання метавулканітів основного складу. Він перекривається палеопротерозойськими метаосадками скелюватської світи криворізької серії і попередньо розглядається як речовинне вираження межі між археєм і протерозоєм. Окрім цього він є своєрідною стратиграфічною межею розвитку молібденового зруденіння, вище якого воно не поширюється.

4. Молібденове зруденіння представлене лінійним штокверком, витягнутим вздовж борту Криворізької структури, паралельно її контакту з гранітоїдами демуринського комплексу. Молібденоносна зона потужністю від 15-20 до 100-120 м простягається на відстань близько 9 км. Зруденіння локалізується переважно у метабазальтах (85-90 %) та меншою мірою – у гранітоїдах (до 15 %). Основним рудним мінералом є молібденіт, який зазвичай приурочений до зальбандів малопотужних (0,01-2 см) кварцових, рідше епідот-кварцових прожилків, лінз, кишень. У межах мінералізованої зони кількість сульфідів (пірит, піротин, халькопірит) як у метабазальтах, так і в гранітоїдах становить від 0,5 до 3 %.

5. В геологічній будові вперше виявлено та задокументовано інтрузивні тіла мафіт-ультрамафітів, які складені амфіболовими метапіроксенітами і в крайових частинах меланократовими метагабро. Вони перетинають мезоархейські метабазальти новокриворізької світи. За геологічними співвідношеннями передбачається, що їхнє укорінення відбулося в мезоархеї – на початку неоархею, після накопичення базальтоїдних товщ.

6. Обґрунтовано, що провідним молібденогенерувальним процесом є кремнієво-лужний метасоматоз – окварцювання і біотитизація, що призвели до гідротермально-метасоматичного перетворення вмісних порід. Виділено чотири послідовні стадії рудоутворення Ганнівського родовища молібдену: рання оксидна (ільменіт-магнетитова); головна сульфідна (продуктивна) з молібденітом; потенційно золотоносна арсенідно-сульфоарсенідно-сульфідна; пізня сульфідна.

7. Вперше визначено ізотопний Re-Os вік молібденітової мінералізації Ганнівського родовища 2,3–1,85 млрд років узгоджується з віком

палеопротерозойських тектоно-магматичних подій та укорінення гранітоїдів кіровоградського комплексу (1959 ± 36 млн років) та апліт-пегматоїдних гранітів (1,8 млрд років) у Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні. Це дає підстави передбачати їхню рудогенерувальну роль у формуванні молібденових руд Ганнівського родовища, що відрізняється від раніше поширених уявлень про зв'язок зруденінням з мезоархейськими демуринськими гранітами.

8. Ганнівське родовище володіє високим потенціалом для промислового освоєння серед інших молібденових об'єктів України. За даними пошуково-оцінювальних робіт 2010 р. (Р.І. Постолюк та ін.) разом ресурси молібдену категорії P_1 та P_2 і запаси категорії C_2 склали 34,9 тис. т за середнього 0,053 % і бортового 0,03 % вмісту металу, що дає підставу розглядати досліджуваний об’єкт як середнє родовище. Наявність розвиненої інфраструктури Кривбасу та можливість комплексного вилучення молібдену та супутніх міді, вольфраму і вісмуту є додатковим позитивним фактором на користь промислових перспектив родовища.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Швайка І.А., Бутирін В.К. Вік ганнівських гранітів (Середньопридніпровський мегаблок Українського щита). Мінерал. журн. 2022. 44, № 4. С. 73—83. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.073

2. Артеменко Г. В. Генезис гранитоидов Криворожско-Кременчугской структуры. *Развитие науки в XXI веке* : сб. статей по материалам XIX Междунар. заочной науч.-практ. конференции. Ч. 1. г. Харьков. Харьков : научно-информационный центр «Знание», 2016. С. 5–14.

3. Бабков Ю.Б., Киселев А.С., Решетняк В.В., Борзенко Ю.З. Некоторые особенности размещения медно-молибденовых рудопроявлений в восточной части Криворожско-Кременчугской зоны / //Геол. журн.–1972.– №4.–С. 112-114

4. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Дьюйм Б. Генезис та вік циркону із «латівського» горизонту криворізької серії Українського щита // Мін. журнал, 2011, т. 33, № 1, с. 30-40.

5. Бутирін В. К., Юшин О. О. Роль тектоно-метасоматичних зон Криворізької структури в формуванні нетрадиційних типів зруденіння. *Геолого-мінерал. вісник.* 2012. 28, № 2. С. 5–14.

6. Бутырин В. К., Юшин А. А., Козарь Н. А. Новый тип золотого оруденения в раннем докембрии Украинского щита – Желтоводское месторождение Криворожья. *Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых* : материалы конф. Ташкент : ТашГТУ, 2006. С. 147–149.

7. Великанов Ю. Ф., Великанова О. Ю. Минерализация молибдена в породах Кривбасса. *Геохімія та рудоутворення.* 2014. Вип. 34. С. 50–59.

8. Великанов Ю. Ф., Семененко Н. П. Условия формирования молибденовой минерализации в породах Восточно-Анновской полосы. *Геол. журн.* 1992. № 3. С. 89–91.

9. Гальчанський Л. В. Пошуки родовищ молібдену та вольфраму в межах Ганнівської ділянки / Кривий Ріг, 2004. Фонди ДНВП «Геоінформ України»; Інв. № 59965.

10. Іванов В. М. Класифікації молібденового й вольфрамового зруденінь Українського щита. *Геолого-мінерал. вісник.* 2012. 28, № 2. С. 53– 63.

11. Іванов В. М., Дубовицька А. В., Вовкотруб Н. В. Особливості зруденіння Ганнівського молібденового рудопрояву в Криворізько-Кременчуцькій зоні Українського щита. *Вісник Дніпропетровського ун-ту. Сер.Геологія. Географія.* 2011. Вип. № 13. С. 3–9.

12. Иванов В. Н., Дыщук Ю. И., Козарь Н. А., Яковенко В. Ф., Бутырин В. К., Вовкотруб Н. В. Некоторые генетические особенности Анновского вольфрам-медно-молибденового рудопроявления (Криворожско-Кременчугская зона, Украина). *Мінеральні ресурси України.* 2011. № 3. С. 24–29.

13. Информационная записка о проявлении молибденового оруденения и вольфрамовой минерализации на Анновском участке работ ГРП-2 ВостГОКа. 1969.

14. Ісаков Л.В., Сукач В.В., Хомич Ю.Є. Мінералого-геохімічні особливості Гурівського комплексного P-U-TR рудопрояву, Інгульський мегаблок, Український щит // Геохімія та рудоутворення. – Вип. 44 – 2023. – С. 47–62. https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.047

15. Каневский А. Я. Молибденовое рудопроявление в Липовеньковском гипербазитовом массиве на Среднем Побужье. *Геол. журн.* 1971. 6, № 2. С. 117–118.

16. Костенко М. М., Кондратенко П. А. Геологія та особливості складу рудоносних порід Вербинського рудопрояву молібдену (Волинський мегаблок Українського щита). *Збірник наук. праць УкрДГРІ.* № 1/2016. С. 9–27.

17. Костенко М. М., Кондратенко П. А. Структурно-морфологічні особливості зруденіння та рудна мінералізація Вербинського рудопрояву молібдену. *Мінеральні ресурси України.* 2018. № 1. С. 15–19.

18. Кривенко В. Г. Новые находки молибденита на Подолии. *Материалы по геологии и гидрогеологии.* 1940. № 1. С. 177–181.

19. Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии. *Выпуск 75004.* С. 111–126.

20. Ляхов Ю. А., Сиворонов А. О., Бобров О. Б., Павлунь М. М. Флюїдний режим метаморфогенно-гідротермального зруденіння золота Сурської зеленокам'яної структури. (Український щит). *Мінерал. збірник.* 1994. № 47. Вип. 1. С. 24–32.

21. Фалькович О., Михайліченко О. Матеріали з оцінки перспективних та прогнозних ресурсів золота та молібдену Чортомлицької зеленокам'яної структури. Держ. служба геол. та надр України. КП «Кіровгеологія», 2013. 125 с.

22. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1. Металічні корисні копалини / За ред. акад. М. П. Щербака і проф. О. Б. Боброва. Київ – Львів : Центр Європи, 2005. 785 с.

23. Минерализация олова, вольфрама и молибдена в Украинском щите / под ред. С. В. Нечаева. Киев : Наук. думка, 1986. 212 с.

24. Монахов В. С., Синицын В. А., Фомин Ю. А. и др. Золотоносные кварц-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья. *Геол. журнал.* 1994. № 3. С. 65–76.

25. Монахов В. С., Фомин Ю. А., Парфенова А. Я. и др. Теллуридная минерализация золоторудных проявлений Среднего Приднепровья. *Минерал. журн*. 1998. 20, № 4. С. 3–16.

26. Нечаев С. В. К генезису молибденитового оруденения Северо-Западного района Украинского щита. *Геол. журн*. 1985. 45, № 5. С. 12–24.

27. Нечаев С. В., Бондаренко С. Н., Бучинская К. М. Ромбоэдрический политип молибденита в Украинском щите и его прогнозно-поисковое значение. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1985. № 7. С. 20–23.

28. Покалов В. Т. Поиски, разведка и оценка месторождений молибдена. Москва : Недра, 1984. 196 с.

29. Покалюк В. В., Кулиш Е. А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна НАН Украины. Ин-т геохимии окружающей среды: К., 2004. 246 с.

30. Постолюк Р. І. Пошуково-оціночні роботи на молібден в межах ділянки «Червона» (2005–2010 рр.). Дніпропетровськ, 2010 р. Фонди ДНВП «Геоінформ України»; Інв. № 62780.

31. Решетняк В.В., Кисельов А.С. Олександрівський рудопрояв молібдену в Кривбасі та розшифровка його із застосуванням кернометрії. Геол. журн. 1967. 27, Вып. 6. С. 107—108.

32. Семененко Н.П., Ярощук Э.А., Великанов Ю.Ф. и др. Связь мезозойского платформенного вулканизма с зонами активизации в докембрии Северного Криворожья // Геохимия и рудообразование. – 1985. – № 13. – С. 3–13.

33. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Сергєєв С.А. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури. *Мінерал. журн.* 2011. **33**, № 3. С. 69—76.

34. Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури. *Мінерал. журн*. 2011. **33**, № 4. С. 80—90.

35. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Хофман А., Хофман М., Ковалик А., Беккер А. Про мезоархейський вік кластогенного циркону із метатеригенних утворень скелюватської та саксаганської світ Криворізької структури (за даними U-Pb датування) // Мін. журнал, 2020, 42, №2, с. 46-62. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046

36. Стульчиков В. О., Гончар О. А. Прояви молібдену у Верхівцевському районі центральної частини Українського щита. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1975. № 1. С. 29–32.

37. Сукач В.В., Баряцька Н.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Хомич Ю.Є., Решетник М.М., Котенко М.С. Молібденова мінералізація Ганнівського родовища, Криворізька структура. Мінерал. журн. 2023. 45, № 4. С. 84—99.

https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.04.084

38. Сукач В.В., Ісаков Л.В., Гоголев К.І., Котенко М.С., Хомич Ю.Є. Пегматити Сурської та Верхівцівської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2023. – № 3. – С. 8–16 https://doi.org/10.31996/mru.2023.3.8-16

39. Сукач В.В., Ісаков Л.В., Хомич Ю.Є. Мінералого-геохімічна характеристика рідкісноземельного зруденіння у Середньому Придніпров'ї (на прикладі Котлярівського рудопрояву) // Мінеральні ресурси України. – 2024. – № 4. – С. 8–15 https://doi.org/10.31996/mru.2024.4.8-15

40. Сукач В. В., Курило С. І., Шурко М. М. Геолого-структурна позиція, формаційна належність та генетичні особливості гранітоїдів демуринського комплексу (Середньопридніпровський мегаблок УЩ) // Геол. журн. – 2014. – № 2(347). – С. 17–28.

41. Сукач В. В. Синицин В. О. Геолого-структурні обстановки локалізації золотоносних монаховітів у зеленокам'яних структурах Середнього Придніпров'я. *Метасоматизм та рудоутворення* : зб. тез Міжнар. наук. конф. (Київ, 5–7 жовтня 2016 р.). Київ, 2016. С. 65–68.

42. Сукач В. В. Синицин В. О. О формационной самостоятельности и практическом значении золотоносных кварц-карбонатных метасоматитов зеленокаменных структур докембрия. *Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та світу* : тези Міжнар. наук. конф. Київ : КНУ, 2011. С. 49–51.

43. Сукач В. В., Бобров О. Б. Солонянське рудне поле – пріоритетний об'єкт для старту промислового видобутку золота в Україні. Мінеральні ресурси України. 2021. № 3. С. 3–12.

44. Сукач В. В., Рязанцева Л. О. Комплексні золото-молібденові родовища та рудопрояви в зеленокам'яних поясах Середнього Придніпров'я Українського щита. *Мінеральні ресурси України.* 2018. № 2. С. 3–9.

45. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Бондаренко С. М., Сьомка В. О. Закономірності розвитку мінералізації молібдену Сергіївського комплексного

Au-Mo родовища. *Геологія і корисні копалини України* : зб. тез наук. конф. (Київ, 2–4 жовтня 2018 р.). Київ : ІГМР НАН України, 2018. С. 223–224.

46. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Сьомка В. О., Бондаренко С. М. Молібденова мінералізація Сергіївського Au-Mo родовища (Середнє Придніпров'я, Український щит). *Мінеральні ресурси України*. 2020. № 1. С. 3–11. DOI: 10.31996/mru.2020.1.3-11.

47. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Хомич Ю. Є. Золото-молібденові родовища і рудопрояви в зеленокам'яних поясах Середнього Придніпров'я: перспективи комплексного вивчення та освоєння. *Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво* : матеріали V Міжнар. геол. форуму (Одеса, 18–23 червня 2018 р.). Київ : УкрДГРІ, 2018. С. 298–301.

48. Сукач В. В., Фалькович О. Л., Бондаренко С. М., Баряцька Н. В., Грінченко О. В., Литвиненко Ю. О., Канунікова Л. І. Молібденіт та його зростання з силікатними мінералами (ділянка Червона, Криворізька структура). *Геологічна наука в незалежній Україні* : зб. тез наук. конф., присвяченої 30-тій річниці Незалежності України. (Київ, 8–9 вересня 2021 р.). Київ : ІГМР НАН України, 2021. С. 391–393.

49. Сукач В.В., Фалькович О.Л., Бондаренко С.М., Баряцька Н.В, Вишневська Є.О, Канунікова Л.І. Кордієрит-антофілітовий горизонт в розрізі Криворізької структури // Геологічна будова та корисні копалини Україні: Збірник тез Всеукраїнської наукової конференції (Київ, 12-13 жовтня 2022 р.). / НАН України, ІГМР. – Київ, 2022. – С. 273–276.

50. Сьомка В. О. Генетичні типи молібдено- і вольфрамоносних метасоматитів Українського щита. Київ : Наук. думка, 2019. 256 с.

51. Сьомка В. О. Елементи-домішки в молібденітах із докембрійських комплексів Українського щита. *Геохімія та рудоутворення.* 2009. № 27. С. 98–101.

52. Сьомка В. О., Квасниця І. В., Бондаренко С. М., Сьомка Г. В. Морфологічні, структурні та хімічні особливості молібденітів Українського щита. *Мінерал. журн.* 2013. 35, № 4, С. 19–31.

53. Тытык В. М., Фролов П. В. Молибденовое месторождение Лобаш – крупный перспективный объект в республике Карелия. *Труды Карельского науч. центра РАН.* 2014. № 1. С. 56–62.

54. Хомич Ю.Є., Сукач В.В., Шумлянський Л.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Тессаліна С., Решетник М.М. Re-Os вік молібденіту Ганнівського родовища, Криворізька структура, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2025. – № 2. – С. 15-21. https://doi.org/10.31996/mru.2025.2.15-21.

55. Хомич Ю. Метапіроксеніти в розрізі Ганнівського родовища молібдену (Криворізька структура) / Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (Київ, 2-3 жовтня 2023 р.). / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2023. – с. 25 - 28.

56. Хомич Ю., Сукач В., Бондаренко С. Рудна мінералізація Ганнівського родовища молібдену Криворізька структура / Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні : Матеріали Тринадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (Львів–Чинадійово, 12–14 вересня 2024 р.)/ Відп. ред. М. Павлунь. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2024. – с. 187 - 191.

57. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей) // Киев: Наукова думка. − 2005. − 242 с.

58. Щербак Н. П, Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н., Змиевский Г. Е, Татаринова Е. А. Возраст осадочно-вулканогенных формаций Восточно-Анновской полосы. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1989. № 2. С. 30–35.

59. Юшин А.А., Бутырин В.К., Гальчанский Л.В., Стаднишина Н.В. Геохимическая зональность Восточно-Анновского месторождения молибдена в раннедокембрийских комплексах Криворожья как отражение его генетической позиции / Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии // Москва: Изд. ИГЕМ РАН, 2008.– С. 235-237.

60. Юшин О.О. Перспективи розвитку альтернативної мінерально-сировинної

бази Криворіжжя // Екологія і природокористування. 2013. Вип. 16. С. 135-145.

61. Anbarasu K., Mohammed Ali Dar, Karthikeyan A., Prabhu D. Field characteristics and geochemistry of pyroxenite and gabbro from Odhimalai and Thenkalmalai hillocks of Bhavani ultramafic complex – South India. *Internat. Multidiscipl. Res. J.* 2011. Vol. 1 No. 2. pp. 20-26.

62. Artemenko H., Shumlyanskyy L., Chew D., Drakou F., Dhuime B., Moreira H., Butyrin V. The relationships between greenstone belts and the Kryvyi Rih–Kremenchuk Basin in the Middle Dnieper Domain of the Ukrainian Shield revealed by detrital zircon. Geosciences 2024, 14, 254. https://doi.org/10.3390/geosciences14100254

63. Birck, J.L., Barman, M.R. and Capmas, F., 1997. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. Geostandards newsletter, 21(1), 19 – 27.

64. Bodinier J.-L., Fabries J., Lorand J.-P., Dostal J., Dupuy C. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees) In: Bulletin de Mineralogie, V. 110, 4, 1987. pp. 345-358. https://doi.org/10.3406/bulmi.1987.8032

65. Bondarenko S., Grinchenko A., Melnikov V., Siomka V. About a role of structural-heritable relations between some coexisting minerals in minerageny (with the Ukrainian shield as an example) // 32nd IGC, Florence 2004, Abstract volume part 1, p.221

66. Bouchra B., Alansari A., Said I., Ikenne M. Cu-Pb-Zn-Au-Ag; Pb-Ag and Mo Mineralizations South of the Imiter Mine (Precambrian Saghro Massif, Eastern Anti-Atlas, Morocco): Geodynamic and Metallogenic Implications. *Conference: Mineral Resources in a Sustainable World 13 th SGA Biennial Meeting 2015. Proceedings At: Nancy, France. /* Project: The Bou Fliou ore deposit. 2015. Vol. 4. P. 1561–1562. DOI:10.13140/RG.2.1.1468.5526

67. Butler B. S., Vanderwilt J. W. The Climax Molybdenum Deposit Colorado. *Section on History, Production, Metallurgy, and Development by Charles W. Henderson. Contributions to economic geology*. 1933. Part 1. P. 195–237.

68. Chen Y. J., Pirajno F., Nuo l., Deng X. H. Molybdenum deposits in China *Ore Geology Reviews.* March 2017. Vol. 81(2). P. 401–404. DOI:10.1016/j.oregeorev.2016.11.002

69. Cohen, A.S. and Waters, F.G. 1996. Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry: Analytica Chimica Acta 332, 269 – 275.

70. Gaal G., Isohanni M. Characteristics of igneous intrusions andvarious wall rocks in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. *Economic geology.* 1979. Vol. 74. P. 1198–1210.

71. Gramlich, J.W., Murphy, T.J., Garner, E.L., Shields, W.R., 1973. Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of a reference sample of rhenium. J. Res. Natl. Bur. Stand. 77A, 691 – 698.

72. Hakli T. A. Precambrian ores of Finland Guide to excursions 078 A+C, Part 2 (Finland). *26 th International Geological Congressm. Paris, 1980.* Geological Survey of Finland Espoo 1980. P. 6–48.

73. Hanski E. Synthesis of the Geological Evolution and Metallogeny of Finland *Reseach Gate Logo Discover the world`s research. December 2015*. Mineral Deposits of Finland. P. 39–71. DOI:10.1016/B978-0-12-410438-9.00002-9

74. Hou Z., Zeng P., Gao Y., Du A., Fu D. Himalayan Cu–Mo–Au mineralization in the eastern Indo–Asian collision zone: constraints from Re–Os dating of molybdenite. *Miner Deposita.* 2006. Vol. 41. P. 33–45. DOI 10.1007/s00126-005-0038-2

75. Jebrak M., Doucet P. Geology and gold–molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau–Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research.* 2002. Vol. 115. P. 329–348. DOI: 10.1016/S0301-9268(02)00015-3

76. Kuhns R. J., Sawkins F. J., Ito E. Magmatism, Metamorphism and Deformation at Hemlo, Ontario, and the Timing of Au-Mo Mineralization in the Golden Giant Mine. *Ecomic Geology.* 1994. Vol 89. P. 720–756.

77. Lehmann B. Molybdenum distribution in Precambrian rocks of the Colorado Mineral Belt. *Mineralium Deposita*. 1987. Vol. 22. P. 47–52.

78. Lin Sh. Stratigraphic and Structural Setting of the Hemlo Gold Deposit, Ontario, Canada. *Economic Geology.* 2001. Vol. 96. P. 477–507.

79. Marky, R., Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Selby, D., Creaser, R.A. (2007) Standardizing Re–Os geochronology: A new molybdenite Reference Material (Henderson, USA) and the stoichiometry of Os salts. Chemical Geology, 244, 74 – 87.

80. Pan Y., Fleet M. E. The late Archean Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: a review and synthesis. Ore Geology Reviews. 1995. Vol. 9. P. 455–488.

81. Selby, D. and Creaser, R.A. 2003. Re-Os geochronology of organic rich sediments: and evaluation of organic matter analysis methods: Chemical Geology, 200, 225 – 240.

82. Shirey, S.B. and Walker, R.J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium–osmium analysis: Analytical Chemistry, 34, 2136–2141.

83. Shumlyanskyy L., Ernst R.E., Albekov A., Söderlund U., Wilde S.A., Bekker A. (2021) The early Statherian (ca. 1800-1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent reconstruction // Precambrian Research 358 (2021) 106185. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185

84. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. Precambrian Research, 2017, 292, pp. 216-239.

85. Shumlyanskyy, L., Cuney, M., Billström, K., Mikhalchenko, I., Soesoo, A. Isotope systematics of albitite-type uranium deposits, the Central Ukrainian Uranium Province. In: Geochemical and mineralogical characterisation of Uranium and Thorium deposits. Final report of a coordinated research project. IAEA-TECDOC-1929, 2020. P. 147-160.

86. Shumlyanskyy, L., Mitrokhin, O., Billström, K., Ernst, R., Vishnevska, E., Tsymbal, S., Cuney, M., Soesoo, A. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism

of the central part of the Ukrainian shield // GFF, 2016, v. 138, p. 86-101. DOI: 10.1080/11035897.2015.1067253

87. Sikka D. Cherukupalli N. Review of Precambrian porphyry Cu ± Mo ± Au deposits with special reference to Malanjkhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India. *Journal of the Geological Society of India.* March, 1997. Vol. 49(3). P. 239–288.

88. Somka V. A. Genetic types of molybdenum mineralization in the Ukrainian Precambrian Shield. *The abstracts of International Simposium «Metallogeny of Precambrian Shields»*. Kyiv, Ukraine, September 13–26, 2002. P. 95.

89. Stein H J., Hannah J L., Zimmerman A., Markey R. J., Sarkar S C., Pal A. B. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjkhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Research*. 2004. Vol. 134(3). P. 189–226. DOI:10.1016/j.precamres.2004.05.012

90. Stein H. J., Sunblad K., Markey R. J. et al. 187 Re – 187 Os agees for molibdenites from the Maiske and Sergeevske Au deposits. *Geophys. Journal.* 1998. No 4. P. 114–117.

91. Sukach V. V, Hrinchenko O. V., Voloshyn O. V., Vasiukhina D. S. Geological-and-structural 3-D modelling of Serhiivka complex Au-Mo deposit (Ukrainian Shield). *Conf. Proceedings. 18th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*, May 2019. Vol. 2019. P. 1–5. DOI: 10.3997/2214-4609.201902072

92. Sukach V., Hrinchenko O., Antykhovych I., Riazantseva L. 3-D geochemical modelling of molybdenum mineralization at the East flank of Serhiivka complex Au-Mo deposit. *Conf. Proceedings. Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects 2020.* May 2020. Vol. 2020. P. 1–5. DOI: 10.3997/2214-4609.2020geo037

93. Taylor, R. D., Hammarstrom, J. M., Piatak, N. M., & Seal, R. R., II. (2012). *Arc-related porphyry molybdenum deposit model* (U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–D). U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/sir20105070d

94. Van Baalen M. R. Migration of the Mendocino Triple Junction and the Origin of Titanium-Rich Mineral Suites at New Idria, California // International Geology Review, Vol. 46, 2004, pp. 671–692. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.8.671

95. Weihed P., Eilu P., Larsen R. B., Stendal H., Tontti M. Metallic mineral deposits in the Nordic countries. *Episodes.* 2008. Vol. 31. No 1. P. 125–132.

96. Zeng Q., Liu J., Qin K. Z., Fan H., Chu Sh., Wang Y., Zhou L. Types, characteristics, and time–space distribution of molybdenum deposits in China. *International Geology Review.* August 2013. Vol. 55. No. 11. P. 1311–1358. DOI:10.1080/00206814.2013.774195

97. Zhang Y. M., Gu X. X., Xiang Z. L., Liu R. P., Cheng W. B., Wang X. L. Magmatic hydrothermal origin of the Hadamengou-Liubagou Au-Mo deposit, Inner Mongolia, China : Constrains on geology, stable and Re-Os isotopes. *Ore Geology Reviews.* 2017. Vol. 86. P. 172–195. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.029.

ДОДАТОК

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

1. Хомич Ю. Є., Сукач В. В., Шумлянський Л. В., Бондаренко С. М., Сьомка В. О., Тессаліна С., Решетник М. М. Re-Os вік молібденіту Ганнівського родовища, Криворізька структура, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2025. – № 2. – С. 15-21. https://doi.org/10.31996/mru.2025.2.15-21 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

2. Сукач В.В., Баряцька Н.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Хомич Ю.Є., Решетник М.М., Котенко М.С. Молібденова мінералізація Ганнівського родовища, Криворізька структура. Мінерал. журн. 2023. 45, № 4. С. 84—99. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.04.084 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

3. Сукач В.В., Ісаков Л.В., Хомич Ю.Є. Мінералого-геохімічна характеристика рідкісноземельного зруденіння у Середньому Придніпров'ї (на прикладі Котлярівського рудопрояву) // Мінеральні ресурси України. – 2024. – № 4. – С. 8–15 https://doi.org/10.31996/mru.2024.4.8-15 *(Фахове видання включене до міжнародної наукометричної бази Scopus).*

4. Сукач В.В., Ісаков Л.В., Гоголев К.І., Котенко М.С., Хомич Ю.Є. Пегматити Сурської та Верхівцевської зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, Український щит // Мінеральні ресурси України. – 2023. – № 3. – С. 8–16 https://doi.org/10.31996/mru.2023.3.8-16 *(Фахове видання).*

5. Ісаков Л.В., Сукач В.В., Хомич Ю.Є. Мінералого-геохімічні особливості Гурівського комплексного P-U-TR рудопрояву, Інгульський мегаблок, Український щит // Геохімія та рудоутворення. – Вип. 44 – 2023. – С. 47–62. https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.047 *(Фахове видання).*

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

6. Хомич Ю., Сукач В., Бондаренко С. Рудна мінералізація Ганнівського родовища молібдену Криворізька структура / Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні: Матеріали Тринадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (Львів–Чинадійово, 12–14 вересня 2024 р.) / Відп. ред. М. Павлунь. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2024. – с. 187 - 191. *(Усна доповідь)*.

7. Хомич Ю. Метапіроксеніти в розрізі Ганнівського родовища молібдену (Криворізька структура) / Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (Київ, 2-3 жовтня 2023 р.). / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2023. – с. 25 - 28. *(Усна доповідь).*

8. Сукач В. В., Рязанцева Л. О., Хомич Ю. Є. Золото-молібденові родовища і рудопрояви в зеленокам’яних поясах Середнього Придніпров’я: перспективи комплексного вивчення та освоєння / *Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво* : матеріали V Міжнар. геол. форуму (Одеса, 18–23 червня 2018 р.) / Київ : УкрДГРІ, 2018. С. 298–301. *(Усна доповідь).*