

УДК 553.311 (477.8)

О.Б.Бобров, А.О.Сіворонов, В.М.Шевчук, О.В.Шваєвський
Львів. Національний університет імені Івана Франка

**ГЕОЛОГІЧНІ ТА ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ РУД
СЕКРЕТАРСЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РОДОВИЩА
(УКРАЇНСЬКИЙ ШИТ)**

Геологія родовища. Родовище розташоване в межах Дністерсько-Бузького геоблока Українського щита, складеного утвореннями чарнокіт-гранулітового структурно-формаційного комплексу. В його будові беруть участь породи лейкогранулітової формації, яка має двочленну будову й супроводжується ареалами розповсюдження плутоно-метаморфічної гнейсово-аляскітової формації, що утворюється внаслідок ультраметаморфічних перетворень.

Головними породними різновидами лейкогранулітової формації є лейкократові біотитові, гранат-біотитові двопольовошпатові гнейси, біотитові й гіперстен-біотитові плагіогнейси і кристалічні сланці, а також амфіболіти. Внутрішня структура формації зумовлена закономірним положенням у розрізі її породних складових і є ритмічною. Переважають трикомпонентні ритми, верхню частину яких складають лейкократові біотитові та гранат-біотитові двопольовошпатові гнейси, середню – біотитові й гіперстен-біотитові плагіогнейси та кристалосланці, а нижню – амфіболіти.

Нижня частина, потужністю від 400 до 800 м, має неоднорідний, латерально не витриманий склад. Тут нижні компоненти ритмів (кристалічні сланці, амфіболіти), ускладнені латеральними (фаціальними) трансформаціями в горизонти залізорудних утворень, кальцифірів, графітових та гранатвмісних кристалічних сланців, частка яких у загальному об'ємі ритмів становить 40–60 % їхньої потужності.

Верхня частина формації однорідна та потужніша (до 3200 м.). Тут у складі ритмів переважають (до 80 %) лейкократові гнейси.

До контрастної нижньої частини формації приурочені згідні з напрямками текстурної впорядкованості вмісних порід тіла базитів та ультрабазитів, що належать до інтрузивної дуніт-перидотит-габро-норитової формації [4].

Особливості складчастої будови. Родовище приурочене до Тарнаватської складки, яка є південно-східним фрагментом великої Молдово-Секретарської синкліналі (за рахунок ундуляції шарніру вона поділена на дві складки – північно-західну Молдовську та південно-східну Тарнаватську) [1].

Тарнаватська структура простягається в північно-західному напрямі $330\text{--}340\pm 5^\circ$ на 15 км. Це стиснена з боків брахіформна структура з чітко окресленим південно-східним центриклінальним замиканням. Замикання, а також обидва крила складки завдяки яскравому прояву в магнітному полі додатними лінійними магнітними аномаліями, а також аномаліями поля сили тяжіння чітко картується під час геологорозвідувальних робіт. Проте знак складчастої структури Тарнаватської складки

донедавна не був коректно визначений, оскільки, незважаючи на методично правильно виконане розбурювання крил складки та її центриклінального замикання, об'єктивні геологічні дані інтерпретували неоднозначно.

Зокрема, результати структурно-геологічного вивчення розрізів родовища, дані підймання орієнтованого керну в процесі буріння розшукових і розвідувальних свердловин свідчили про те, що падіння порід у крилах складки характеризують її як антиклінальну споруду, тоді як падіння в межах центриклінального замикання – як синкліналь. Така неоднозначність інтерпретації знака складки суттєво впливає на оцінку перспектив приросту запасів внаслідок освоєння глибших горизонтів. Для остаточного вирішення цього ми провели [8] роботи з детального вивчення родовища методом структурно-геометричного аналізу. З цією метою дані про характер залягання порід у крилах та в південно-східному центриклінальному замиканні у вигляді замірювання полюсів шаруватості винесено на стереографічну сітку Вульфа. Скупчення точок на ній дали низку чітких, статистично значимих максимумів.

Після опрацювання інформації отримано шлейф точок полюсів шаруватості (пS), що концентрується по одній із малоколових траєкторій. За відомою методикою [3, 9] побудовано сферичний трикутник [8]. Сам факт наявності трикутника та розподіл полюсів шаруватості по дузі малого кола однозначно свідчать про конічну природу цієї складчастої форми. Графічні побудови на діаграмі дали змогу визначити слід осьової поверхні Тарнаватської складки, положення осі конуса К та його вершинної осі Д [8]. Оскільки випуклість шлейфа полюсів шаруватості обернена до центра діаграми, то вісь конуса, що утворює складку, близька до вертикальної. Це підтверджують і графічні побудови [8]. Кут між осями К та Д конуса (або апікальний кут α), як свідчить аналіз діаграми, дуже малий і становить близько $10 \pm 5^\circ$ (відомо, до речі, що при апікальному куті 5° конічний тип деформацій трансформується в циліндричний). Отже, з'ясовано, що Тарнаватська структура є конічною синклінальною складкою з крутою до горизонтального зрізу докембрійського фундаменту віссю конуса К та апікальним кутом близько $10 \pm 5^\circ$. Оскільки вершинна частина конуса розташована гіпсометрично вище від рівня ерозійного зрізу, то його основа є на глибині. Отже, в напрямку поглиблення осі конуса на підставі аналізу геометрії Тарнаватської синклінали можна очікувати постійного збільшення радіуса основи конуса. Це суттєво розширює перспективи приросту запасів залізорудної сировини на Секретарському родовищі, однак не вертикально вниз, як це було б у випадку звичайної циліндричної синклінали, а в напрямі поглиблення осі уявного конуса [8].

Генезис руд родовища. Відомі погляди на походження залізорудних утворень різного віку не в стані задовільно пояснити більшу частину особливостей геологічної будови продуктивних товщ Секретарського родовища. Аналіз узагальненого розрізу Тарнаватської синклінали свідчить про те, що залізорудна частина розрізу зосереджена в зоні контакту двох різнорідних частин лейкогранулітової формації: суттєво лейкократової верхньої та базит-ультрабазитової нижньої. Характерно, що ділянки розвитку залізорудних порід супроводжуються зонами катаклазу, мілонітизації та розсланцювання. Макроскопічне та детальне мікроскопічне вивчення порід дає змогу виявити головні закономірності структурно-речовинної будови залізорудної частини розрізу. Як видно з рис. 1, у зонах інтенсивного розсланцювання, окрім кварц-гранат-магнетит-піроксенових порід, з'являються ще два породні

різновиди: меланократові гранат-магнетит-піроксенові кристалосланці та магнетит-піроксенові кварцити. Вони зафіксовані тільки на тих ділянках розрізу, де є ознаки тектонічних перетворень. У таких зонах масивні рівномірнозернисті гранат-магнетит-піроксен-кварцові породи диференціюються на дві частини: суттєво ультраосновну (гранат-магнетит-піроксенові кристалосланці) та суттєво кислу (магнетит-піроксенові кварцити). Мікроскопічно це виглядає так: кварц концентрується у лінзоподібні виділення, кількість його досягає 20–30% (2–5% у базових різновидах). Магнетит, що є у вигляді дрібних краплеподібних виділень неправильної форми, починає відокремлюватись у прожилки та неправильної форми скупчення, що цементують міжзерновий простір мафічних мінералів. Окремі зерна гіперстену переповнюються краплеподібними виділеннями магнетиту, що зливаються нерідко в суцільні маси. Надалі (і це можна спостерігати навіть у межах площі одного шліфа) магнетит відособлюється в прожилкові виділення неправильної конфігурації, де піроксени наявні у вигляді дрібних зерен-реліктів, що збереглися внаслідок заміщення їх магнетитом.

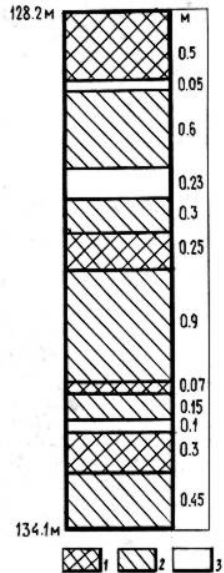


Рис. 1. Літологічна колонка фрагмента залізорудної частини розрізу свердловини № 1002 Секретарського родовища:

1 – кристалосланець дрібнозернистий гранат-магнетит-піроксеновий; 2 – гранат-магнетит-піроксен-кварцова порода; 3 – магнетит-піроксеновий кварцит.

Кінцеві стадії цього процесу супроводжувалися подальшим інтенсивним нагромадженням магнетиту в прожилки та збільшенням розміру зерен кварцу в міжпрожилковому просторі. Наведені дані підтверджені петрографічними дослідженнями, за допомогою яких виявлено магнетит двох генерацій. Магнетит-I у кварц-гранат-магнетит-піроксенових кристалосланцях масивної та близьких до неї текстур має ідіоморфні кристалографічні форми і трапляється переважно у вигляді краплеподібних виділень різної величини в піроксенах. Магнетит-II наявний у вигляді вузьких лінзоподібних виділень у кварцовому матеріалі кварцитоподібних порід. Ці виділення рівномірно розсіяні по всій масі порід або цементують міжзерновий простір. Такі морфологічні особливості магнетиту-II та кварцового матеріалу, що асоціює з ним, свідчать про мобілізацію та перерозподіл речовини порід у цілому та магнетиту зокрема. Отже, тектонічно ослаблена зона контакту двох петрофізично різно-

рідних частин єдиної формації сприяє більш швидкій диференціації порід, стаючи каталізатором цього процесу.

Синхронність процесів деформації та супутнього мінералоутворення підтверджують такі спостереження. У шліфах, виготовлених із гранатвмісних відмін залізистих порід, виявлено структури “снігової грудки”, що свідчать, на думку багатьох дослідників [3], про синхронність структурної перебудови мінеральних асоціацій та деформуючих зусиль. Дуже поширена завилькуватість кварцових прожилків у породах рудних інтервалів також доводить синкінематичність метаморфогенного мінералоутворення. Наведені припущення про утворення двох типів порід (суттєво ультраосновних та суттєво кислих залізородних) у процесі метаморфічної диференціації за рахунок єдиної базової в тектонічно послаблених зонах підтверджує порівняння хімічного складу всіх трьох типів порід: теоретично очікуваний баланс перерозподілу речовини, виражений у кількісному співвідношенні петрогенних оксидів усіх порід, повністю відповідає реально зафіксованому.

Фізико-хімічні умови рудоутворення за даними термобарогеохімічних досліджень. Такі дослідження проведено для з'ясування фізико-хімічних особливостей середовища метаморфогенного рудоутворення. З цією метою вивчали включення мінералотворного середовища в основних породотворних мінералах залізородних порід Секретарського родовища (у гіперстені, діопсиді, кварці). Дослідження ґрунтувались на з'ясуванні співвідношень цих мінералів в аспекті послідовності їхньої кристалізації відносно магнетиту. Виділено такі групи включень.

Включення в *гіперстені* та *діопсиді* високотемпературні первинні (рис. 2, 3) та первинно-вторинні (рис. 4) кристалофлюїдні, мають малі розміри (0,015–0,02, зрідка до 0,06 мм), складну морфологію вакуолей, а також складний та невизначений агрегатний стан. Включення видовжені, призматичні, зі скошеними, загостреними торцевими частинами, нерідко з трубчастими відростками, одноманітно орієнтовані за видовженням відносно напрямів спайності мінералу-господаря. Включення розповсюджені окремими групами в полі зору. Звичайно вони є в кількості одного–двох, зрідка більше на різних рівнях глибинності з близькою температурою гомогенізації. У цих включеннях наявна значна кількість твердих фаз сірих і темних до чорного відтінків. Температурний інтервал їхньої гомогенізації у піроксенах коливається в широких межах – від 870 до 940±5°C. Включення, що розповсюджені окремими групами (див. рис. 4), найчастіше гомогенізуються при 900–940 ± 5°C. Враховуючи, що магнетит-I є сингенетичним мінералом щодо досліджуваних піроксенів, температура гомогенізації вивчених у них первинно-вторинних кристалофлюїдних включень близька до умов мінералоутворення і становить 900–940±5°C. Приблизно при цих же температурах утворювався магнетит-I унаслідок розпаду твердих розчинів.

Включення в *кварці* представлені первинно-вторинними газопо-рідинними та вторинними суттєво рідинними, рідинно-газовими, газопо-рідинними та складними вуглекислотними. Первинно-вторинні газопо-рідинні включення мають розмір від 0,01 до 0,008 мм та менше. Характеризуються формами негативного кристала мінералу-господаря з чітко округленим газовим пухирцем (до 45 %). Розташовані відособлено з явною тенденцією до впорядкованості згідно з колишніми зонами росту вмісного мінералу. Гомогенізація відбувалася за другим типом при температурі 300–380±5°C. Вторинні включення різних класів розглядають сумісно, оскільки вони характеризують єдиний процес низькотемпературних перетворень мінералів вивче-

них порід. Включення трасують добре заліковані тріщини, що є у вигляді неправильних, амебоподібних вакуолей темних відтінків. Температурний інтервал їхньої гомогенізації $255\text{--}280\pm 5^\circ\text{C}$. Включення гомогенізувалися за першим та другим типами, залежно від початкового наповнення газовою фазою.

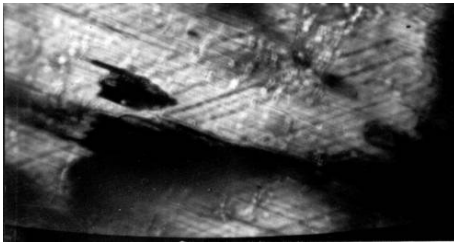


Рис. 2. Первинне кристалофлюїдне включення у гіперстені. Зб. 500^{\times}

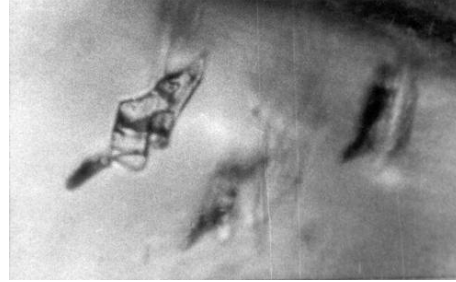


Рис. 3. Первинне кристалофлюїдне включення у гіперстені. Зб. 900^{\times}

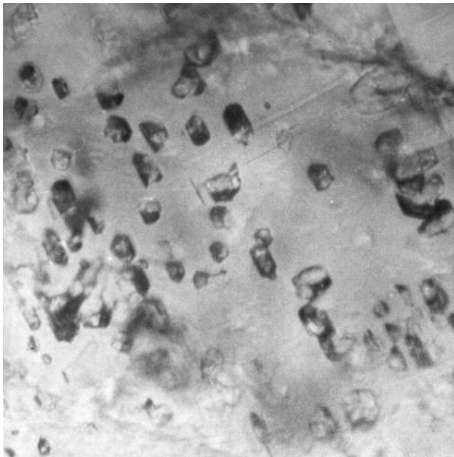


Рис. 4. Первинно-вторинні кристалофлюїдні багатофазові включення у гіперстені. Зб. 400^{\times}

Цікаві результати отримано під час вивчення груп складних вуглекислотних і сингенетичних суттєво рідинних включень. Їм властиві такі співвідношення наповнювальних фаз: водний розчин (до 5%), рідинно- (85–90%) та газоподібний двооксид вуглецю (до 10%). На підставі вивчення ходу гомогенізації вдалося обчислити флюїдний тиск. Температура часткової гомогенізації (зникнення газу CO_2) становить $26,0\text{--}30,1\pm 5^\circ\text{C}$, а повної гомогенізації сингенетичних газопо-рідинних включень – $300\pm 5^\circ\text{C}$. Після з'ясування відповідної температури часткової гомогенізації вуглекислоти на РТ-діаграмі, побудованій за даними Амага, за відповідною методикою [7] можна визначити орієнтовне значення тиску залежно від температури повної гомогенізації. Воно становить 800–850 атм. Отже, вторинний перерозподіл у залізистих породах магнетиту (утворення магнетиту-II) відбувався при температурі $380\text{--}300\pm 5^\circ\text{C}$ і завершувався в діапазоні $280\text{--}355\pm 5^\circ\text{C}$ з флюїдним тиском 800–850 атм.

Виконаний аналіз газової суміші метаморфічного флюїду первинних і первинно-вторинних кристалофлюїдних включень у піроксенах свідчить, що переважають гази N_2O , H_2O , CH_4 над CO_2 , а також про високий вміст азоту (до 55,3 ваг. %). Водночас вміст H_2O у флюїді вельми незначний, що підтверджує уявлення про низький парціальний тиск H_2O середовища мінеральних перетворень гранулітової фації. Крім того, і ця кількість H_2O могла бути вторинною. Зокрема, існують дані [2] про можливість відновлення воднем двооксиду вуглецю до CO_2 за реакцією $CO_2 + H_2O = CO + H_2O$ з наступним розкладенням за реакцією Будуара ($2CO = CO_2 + C_{\text{графіт}}$) з утворенням графіту. Такий процес міг відбуватися, оскільки в невеликій кількості в породах родовища трапляється графітова мінералізація

Отже, розглянутий механізм рудоутворення досить задовільно пояснює формування основної маси заліза в рудних горизонтах у тому вигляді, в якому виникли ці породи. Яким же було джерело заліза порід базового типу (кварц-гранат-піроксен-магнетитового складу) – питання інше. Проте очевидно, що магнетит-піроксенові кварцити утворились не в результаті процесів осадоагромадження, магматизму або вулканізму, а внаслідок дії процесу, сильно відірваного від них у часі, – метаморфічної диференціації. Зрозуміло, що цей механізм неуніверсальний і пояснити походження абсолютно всієї маси заліза не може. Як впливає з суті запропонованого механізму, ним можна пояснити утворення тієї частини заліза, що зосереджена в породах, які зазнали метаморфічної диференціації, – залізистих кварцитах. Цікаво, що під час вивчення руд цього типу виявлено [6] зворотну залежність вмісту магнетитового заліза в магнетит-піроксенових породах від залізистості піроксену. На цій підставі доведено утворення частини (до 20 %) магнетитового заліза внаслідок розпаду твердих розчинів піроксенового складу за умови високих термодинамічних параметрів.

Тому можна вважати доведеним, що руди Секретарського родовища утворились у результаті метаморфічної диференціації в тектонічно послаблених зонах в умовах гранулітової фації регіонального метаморфізму. Найімовірнішим джерелом заліза був, з одного боку, розпад твердих розчинів піроксенового складу, з іншого – магнетит первинних високозалізистих осадів та магматичних порід. Висновок, зроблений про генезис Секретарського родовища, значно доповнює наявні дані про відомі генетичні типи залізорудних родовищ.

1. Богатырев В.Ф., Бондарева Н.М., Ионис Г.И. и др. Завальевско-Ташлыкская провинция // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. К., 1978. Т. 1. С. 230–252.
2. Братусь М.Д., Ковалишин З.М. Характеристика газовых компонентов включений в кварце графитсодержащих пегматитовых и кварцевых жил // Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968. Т. 1. С. 23–28.
3. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976.
4. Каневский А.Я. Ультраосновные породы Среднего Побужья (формации, минералого-петрографические, петрохимические особенности и металлоносность) : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. К., 1976.
5. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб

- 1:500000. Объяснительная записка. К., 1991.
6. *Лазуренко В.И.* Докембрийские железисто-кремнистые образования южной части Одесско-Белоцерковской геосинклинальной зоны (Украинский щит): Автореф. дис. ... канд. геол-мин наук. Львов, 1978.
 7. *Пизнюр А.В.* Основы термобарогеохимии (методы барометрии). Ч. 2. Львов, 1973.
 8. *Сиворонов А.А., Бобров А.Б.* О складчатой природе Тарнаватской структуры // Геол. журн. 1982. № 4. С. 12–16.
 9. *Флаас А.С.* Геометрия конической складки // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978. С. 15–28.

O.B.Bobrov, A.O.Sivoronov, V.M.Shevtchouk, O.V.Shvayevs'ky
Lviv. Ivan Franko National University

**GEOLOGICAL AND PHYSICAL-CHEMICAL CONDITIONS OF
ORE FORMATION FROM SEKRETARKA IRON-ORE DEPOSIT
(THE UKRAINIAN SHIELD)**

In the paper on an example of a structure of one of the most investigated iron-ore deposits, connected with ancient charnokite-granulite structural-formational complexes of the Ukrainian shield, the geology, folded structure, rocks and ore genesis are covered. The structure typical of these most ancient complexes iron-ore deposit is considered which was investigated with the complex of independent research methods.

Стаття надійшла до редколегії 28.12.1996