

УДК 549.322.21:553.41(477)

Л.З.Скакун, І.В.Мудровська, І.Є.Меркушин
Львів. Державний університет ім. Івана Франка

**ПІРОТИН В РУДНИХ ЗОНАХ
МАЙСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА:
ОСОБЛИВОСТІ СКЛАДУ ТА МІСЦЕ В ПРОЦЕСІ РУДОУТВОРЕННЯ**

Піротинова мінералізація є типовою для рудних зон мезо- і гіпотермальних золоторудних родовищ у метаморфізованих комплексах докембрію [9, 12, 13, 16, 19, 26] та фанерозою [4]. Повсюдність і тривіальність цього мінералу, скоріше всього, і була причиною майже повної відсутності його досліджень; нам відомі тільки роботи, присвячені піротину в золоторудних родовищах у чорнолупакових товщах [4].

Інтерпретація генезису піротину на золоторудних родовищах є повторенням невизначеності природи самих родовищ. Якщо формування родовищ ув'язується з процесом метаморфізму товщ, піротин розглядається як дометаморфічний [16, 27] або ж такий, що утворюється в процесі метаморфізму внаслідок розпаду піриту та заміщення магнетиту [19]. Згідно такої позиції, піротин формується в інтервалі від гранулітової до зеленосланцевої фації метаморфізму. Постметаморфічний генезис сульфідної мінералізації в такого типу родовищах розглядався в окремих роботах [3, 29].

Сучасний рівень досліджень піротину показав значні варіації різноманітних властивостей піротину [2, 7, 15, 23, 30], які можна використовувати для оцінки умов формування мінеральних піротинвмісних парагенезисів і варіацій фізико-хімічних умов рудоутворення в межах рудних об'єктів.

Дослідження піротину з порід різного ступеня метаморфізму [4, 12, 20, 21, 23] виявили різноманітність його типоморфних особливостей, у першу чергу – хімічного складу. Детально вивчені антиферомагнітні й феромагнітні відміни мінералу з порід амфіболітової фації, відібраних із керну надглибокої свердловини “КТВ OBERPFALZ VB” у Богемському масиві [23-25], та з метаморфізованих – у масивних сульфідних рудах амфіболітової фації [20].

Відкриття напротязі останнього десятиріччя нових золоторудних об'єктів на Українському щиті робить актуальною проблему часу формування золотого зруденіння в метаморфічних товщах та ідентифікації процесів, пов'язаних із золотоутворенням. Піротин є найбільш поширеним сульфідом на золоторудних об'єктах щита. Виявляються досить виразні ознаки контролю золотоосадження зонами піротинізації [5, 10, 11]. Рудні мінеральні парагенезиси родовищ даного типу подібні за мінеральним складом і відрізняються незначними відмінностями в умовах і послідовності мінералоутворення. Практично для всіх родовищ властива наявність, поряд із піротином, магнетиту, ільменіту, пентландиту, піриту, халькопіриту, арсенідів кобальту та нікелю, марказиту, сфалериту, галеніту, молібденіту, самородного золота, самородного вісмуту і телуридів *Bi, Au* й *Ag*.

У даній статті ми поставили перед собою завдання дослідити типоморфні особливості піротину з вмісних порід і рудних зон Майського золоторудного родовища і встановити його місце в процесі формування рудовмісного комплексу порід, що може мати практичне значення при встановленні умов формування золотожилних родовищ грануліт-амфіболітових комплексів давніх щитів.

Особливості формування рудовмісних порід родовища. Майське золоторудне родовище відкрито в 1991 році. Особливості геологічної будови, мінералогії, умов мінералоутворення вивчалися багатьма дослідниками [1, 5, 10, 11]. Родовище розташовано в межах Одесько-Тальнівського глибинного розлому, який перетинає Дністровсько-Бузький геоблок Українського щита. Родовище звичайно розглядають як метаморфогенно-гідротермальне [5, 6]. Подібні родовища відомі й на інших щитах: Колар в Індії, Трі Майл Хіл та Марвел Лоч в Західній Австралії, Лас Лілойс в Канаді [19]. Подібні за особливостями будови рудні об'єкти відомі вздовж Одесько-Тальнівського розлому – рудопрояви Чемерпільський, Глибочок, Квітка, Полянецький. До цього типу можна віднести Клишівське та Юрківське родовища в Кіровоградському блоці. Мінеральні парагенезиси зон розвитку сульфідної мінералізації родовищ даного типу подібні за складом і незначно відрізняються за умовами й послідовністю мінералоутворення. В рудах усіх таких родовищ у різних співвідношеннях наявні магнетит, ганіт, ільменіт, піротин, пентландит, пірит, халькопірит, марказит, сфалерит, галеніт, молібденіт, самородний вісмут.

По обидві сторони від Одесько-Тальнівського розлому поширені кальцифіри, кристалічні сланці та гнейси, метаморфізовані в умовах гранулітової фації. В межах розлому гранулітові породи зазнали інтенсивної деформації й ретроградного метаморфізму амфіболітової фації. Діафторез супроводжував вкорінення масивів лейкократових гранітів і формування полів мігматизації та розвитку пегматитових жил. Один з таких гранітних масивів обмежує Майське родовище з південного заходу. В умовах гранітоутворення відбувалося скарнування кальцифірів та заміщення діопсид-енстатитових скарнів і кристалічних сланців амфібол-плагіоклазовими та біотит-кварц-калішпатовими парагенезисами. Ореолі біотитизації найбільш інтенсивні навколо пегматитових тіл, місцями утворюються мономінеральні біотитові породи.

Пегматитові тіла відіграють важливу роль у формуванні структури рудовмісних товщ. Вони представлені жилами потужністю до 2 м, складеними крупно-гігантокристалічним ясно-рожевим до безколірного калішпатом у кварцовому матриксі. Місцями спостерігаються подібні до графічних проростання кварцу й калішпату. Склад пегматитових жил визначається співвідношенням калішпат : кварц, яке коливається від 9 до 0,01, тобто, спостерігається поступовий латеральний перехід від калішпат-кварцових жил до монокварцових із зникаючо малою кількістю калішпату. В кварці пегматитів обов'язковими є мікроскопічні вклучення силіманіту. Саме цю останню відміну пегматитових утворень звичайно описують як кварцові жили [3, 28].

Період інтенсивної деформації після становлення гранітного масиву фіксується зонами мілонітизації, поширеними в межах родовища. Мілонітизація супроводжується розвитком силіманіту. Саме в період мілонітизації формується сучасна вертикально-смугаста структура родовища в цілому.

Олігоклазовий бластез є постдеформаційним і розвивається переважно по мілонітизованих породах, утворюючи зони кварц-біотит-олігоклазових порід

шириною до 50 м. Ці утворення аналогічні олігоклазовим метасоматитам щитів [3, 10]. У фронті олігоклазового бластезу розвиваються кордієрит і альмандин. Ділянки інтенсивного олігоклазового бластезу часто супроводжуються широким розвитком турмаліну. До зон інтенсивного олігоклазового метасоматозу тяжіють смуги розвитку магнетиту, який заміщує релікти скарнів та амфіболіти.

Формування асоціації альмандин+олігоклаз+турмалін+магнетит завершує метаморфічний етап розвитку рудовмісних товщ. Подальша історія пов'язана з крихкими деформаціями та міграцією гідротермальних розчинів, які не викликали повної переробки порід, проявляючись тільки у виповненні тріщин або ж у локальному заміщенні більш ранніх мінералів. Нами зафіксовано декілька моментів крихких деформацій у вигляді тріщинуватості з різноманітною мінералізацією.

Найбільш ранньою є система закритих тріщин і ниткоподібних прожилків піротину. Навколо зон тріщинуватості формується ореол вкрапленості піротину в породі. Більш пізні зони з тонкими закритими тріщинами супроводжуються інтенсивною калішпатизацією, що зумовлює рожево-червоний колір (часто за рахунок тонкої вкрапленості гематиту) більшості польовошпатових порід, і, локальніше, розвитком цеолітів, гідролюд і карбонатів.

Найбільш пізніми можна вважати сильно пористі відкриті зони катаклазу з кальцитом і флюоритом, розкриті декількома свердловинами.

Місце піротину в процесі мінералоутворення. Власне рудоносними утвореннями Майського родовища можна вважати зони олігоклазового метасоматозу з підвищеною концентрацією сульфідів (до 3-8% у порівнянні з 0,1-1% в безрудних зонах), карбонатів (до 10%), хлориту й гідролюд. Рудні тіла проявляються макроскопічно. Звичайно в межах рудної зони спостерігається декілька зближених смуг з підвищеним вмістом сульфідів, що можуть накладатись на різноманітні породи. Кварцові і кварц-калішпатові жили та зони біотитизації є просто вмісними породами, поряд із кристалічними сланцями, гнейсами, амфіболітами та гранітами. Кварцові агрегати в рудних зонах є продуктами активної деформації кварцових і кварц-калішпатових жил пегматитів. Вони характеризуються тонкою ламінарністю, зумовленою їх квазітекучістю в процесі деформації всієї товщі. Перекристалізація кварцу в облямуванні тріщин, виповнених сульфідами, а також прожилки новоутвореного (постпегматитового) кварцу не спостерігаються.

Сульфіди разом із карбонатами виповнюють густу мережу тонких, ниткоподібних тріщин і міжзерновий простір у породах. На Майському родовищі в складі рудних зон встановлено біля 38 постметаморфічних мінералів, що розвиваються по зонах тріщинуватості в олігоклазових метасоматитах та інтенсивно деформованих породах (табл. 1).

Піротин є найбільш раннім постметаморфічним мінералом. Він розвивається в усіх типах порід родовища у вигляді зерен неправильної форми розміром 0,001-2 мм, зрідка до 7 мм. Вміст піротину в рудних зонах коливається від 0,001 до 5,6 об.% і в середньому складає 1,6 об.%. Зростання кількості інших постметаморфічних мінералів супроводжується зменшенням вмісту піротину в породі. По відношенню до загальної кількості рудних мінералів і карбонатів вміст піротину коливається від 0,1 до 70 об.%.

Таблиця 1

Мінерали рудних зон

Метаморфічні і магматичні мінерали	Постметаморфічні мінеральні комплекси			
	I	II	III	IV
Кальцит	Молібденіт	Продукти дисульфідизації	Моноклінний піротин	Жозеїт-В
Форстерит	Мусковіт	піротину	Пірит-III	Телуро-вісмутит
Діопсид	Гексагональний піротин	Пірит-II	Халькопірит-II	Самородний телур
Енстатит	Пентландит	Марказит	Кальцит	Гесит
Рогова обманка	Пірит-I	Сфалерит	Сидерит	Калаверит
Кварц	Халькопірит-I	Галеніт	Самородне золото	Алтаїт
Мікроклін	Кубаніт	Віоларит	Самородний вісмут	
Плагіоклази	Ільменіт	Мілерит	Хлорити	
Біотит	Рутил	Анатаз	Гідрослюди	
Апатит	Арсенопірит		Анальцим	
Серпентин	Нікелін		Вісмутин	
Тремоліт	Герсдорфіт		Ратит	
Кумінгтоніт	Глаукодот		Гематит	
Силіманіт	Кобальтин			
Кордіерит	Льолінгіт			
Альмандин				
Турмалін				
Магнетит				
Ганіт				

Примітка. В таблиці мінерали поділені на чотири комплекси, що утворюються послідовно і відображають основні періоди формування мінеральної нагрузки рудних зон. В межах кожної колонки мінерали подаються згідно послідовності їх формування.

Спостерігаються два морфологічних типи піротинових агрегатів:

1. Тонка мережа ниткоподібних агрегатів виповнення сколових тріщин у кварці та всіх породоутворюючих мінералах і спайних тріщин в біотиті з поодинокими вузловими потовщеннями. Виповнюючий тріщини піротин фактично не взаємодіє із силікатними мінералами.

2. Агрегати заміщення, що формуються по магнетиту (рис.1,а). Часто утворюються псевдоморфози по агрегатах магнетиту з точним повторенням характерної для них форми агрегатів. Розвиток піротину відбувається від краю до центральних частин магнетитових агрегатів і вздовж тріщин в магнетиті (рис. 1,б). Часто центральні частини заміщуються скоріше, ніж їх периферія. “Язики” піротину проникають у центральні частини зерен магнетиту.

Підвищений вміст піротину однозначно корелюється з ділянками, початково багатими магнетитом. Вміст піротину в зонах розповсюдження агрегатів тріщинного типу не перевищує 3 об.%. Структурне травлення виявило алотріоморфнозернисту недеформовану структуру агрегатів піротину.

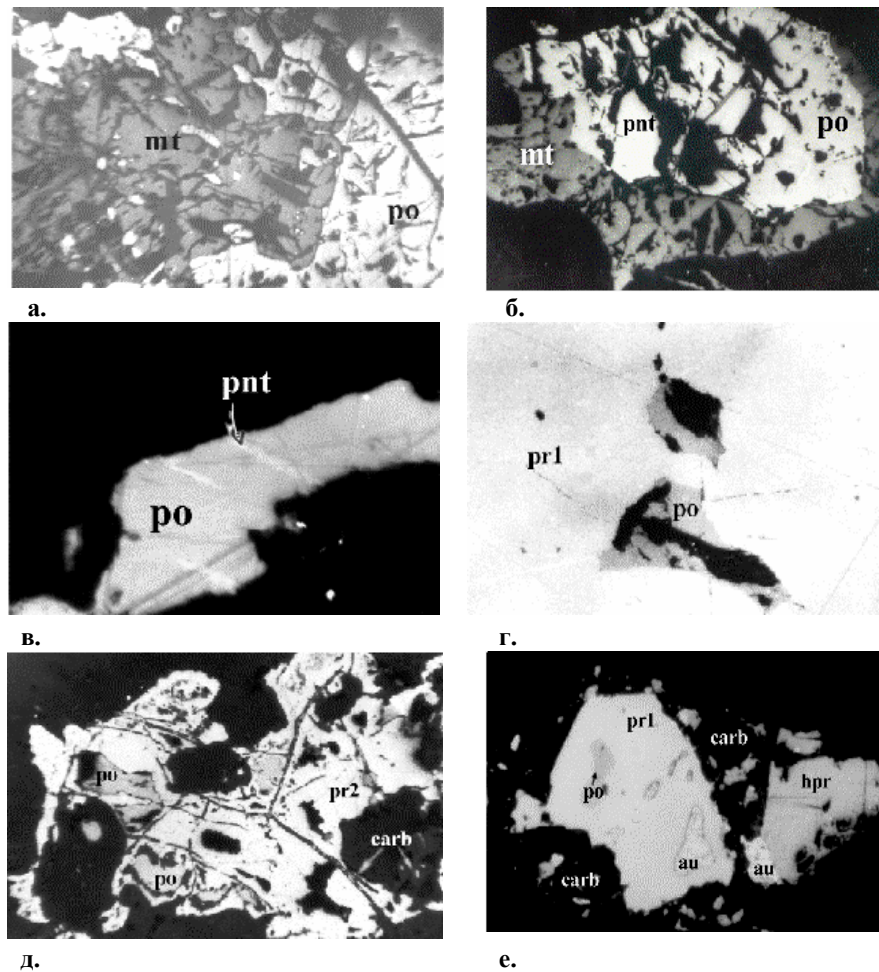


Рис. 1. Співвідношення піротину з іншими мінералами в постметаморфічних агрегатах рудних зон Майського золоторудного родовища.

а) Співвідношення магнетиту (*mt*) і піротину (*po*); полірований шліф, зб. 37; б) Відношення піротину (*po*) і пентландиту (*mt*). Відношення пентландиту (*mt*) і піротину (*po*); полірований шліф, зб. 90; в) Проростання пентландиту (*pnt*) (білий) в зерні піротину (*po*) (ясно-сірий); полірований шліф, зб. 300, масляна імерсія; г) релікти піротину (*po*, сірий) в метакристалі піриту-1 (*pr1*), ясно-сірий); полірований шліф, нік. II, зб. 210; д) релікти піротину (*po*) в центральній частині агрегатів піриту-2 (*pr2*), тріщини й порожнини в піриті заповнені карбонатами (*carb*); полірований шліф, зб. 90; е) релікти піротину (*po*) в агрегаті піриту-1 (*pr1*), один з реліктів піротину заміщений самородним золотом (*au*); полірований шліф, нік. II, зб. 90.

Піротинові агрегати є субстратом, середовищем, в якому розвивалися більш пізні мінерали, перш за все – пірит, халькопірит, самородні золото й вісмут, карбонати. Для піриту й карбонатів, а також для самого піротину таким же середовищем були агрегати магнетиту. Цими двома факторами пояснюється морфологічна однотиповість усієї постметаморфічної мінералізації (за винятком пізнього піриту та цеолітів, які формуються прямим заміщенням породоутворюючих мінералів). Сульфіди в рудних зонах Майського родовища поширені тільки в межах, заданих агрегатами піротину. Розглянемо це явище детальніше.

По піротину розвивається пентландит у вигляді дрібних полум'яподібних і пластинчастих виділень, переважно в крайових частинах його, а також у вигляді широкіх, до 1,5 мм, прожилків у піротині (рис. 1,є). Заміщення піротину піритом відбувається в два етапи. Ранній пірит (пірит-I) утворює кубічні метакристали або їх зростки; спостерігається заміщення піротину арсенопіритом. У випадку підвищеного вмісту в піротині пентландиту в асоціації з арсенопіритом спостерігаються арсеніди Ni та Co .

Рештки піротинових агрегатів, які не замістилися піритом-I і арсенідами, зазнають дисульфідизації з формуванням тонкодисперсних, часто коломорфних агрегатів проміжних продуктів. Тонкодисперсні агрегати перекристалізуються, формуючи зернисті агрегати піриту-II та марказиту (рис. 1,д). Одночасно піротин заміщується сфалеритом.

При відкладенні мінералів власне рудного парагенезису (золото+вісмут+халькопірит-II+пірит-III) золото і вісмут заміщують релікти піротину й утворюють псевдоморфози по піротиновим зернам в піритових агрегатах (рис. 1,е). Більш пізні карбонати заміщують піротин, агрегати дисульфідизації та марказит. В зонах інтенсивного розвитку піриту-II, марказиту й карбонатів піротин залишається у вигляді реліктових мікроскопічних включень у пізніх агрегатах (див. рис. 1,д).

Магнітні особливості піротину. За результатами дослідження особливостей структури піротину Майського родовища методами порошкової рентгенівської дифрактометрії встановлена наявність гексагонального та моноклінного піротину, співвідношення яких змінюється в широких межах [8].

Діагностика магнітних властивостей піротину виконувалася в аншлифах методом магнітної порошкографії [14]. Гексагональний (“проміжний” $1C$) піротин і ряд низькотемпературних політипів гексагонального піротину ($2C$, $6C$, MC , NC) є антиферомагнітними, тоді як моноклінний піротин $4C$ та неінтегральні політипи NA проявляють великий некомпенсований феромагнітний момент [7].

Встановлені феромагнітні (F), що покриваються магнітною емульсією, і антиферомагнітні (AF), що не покриваються магнітною емульсією, різновиди піротину. Агрегати, складені одним різновидом, зустрічаються рідко, в більшості випадків антиферомагнітний та феромагнітний піротин зустрічаються разом, утворюючи складні структури (рис. 2).

Агрегати, складені тільки антиферомагнітним піротином, у зонах сульфідної мінералізації становлять не більше 10% від загальної кількості піротину. Максимальна його кількість зустрічається в периферійних ділянках рудних зон в асоціації з магнетитом, піритом-I і пентландитом. AF -піротин часто зустрічається у вигляді реліктів в піриті-I і -II. F -піротин більше поширений. Агрегати, складені тільки цієї фази, становлять до 30% від усіх піротинових агрегатів.

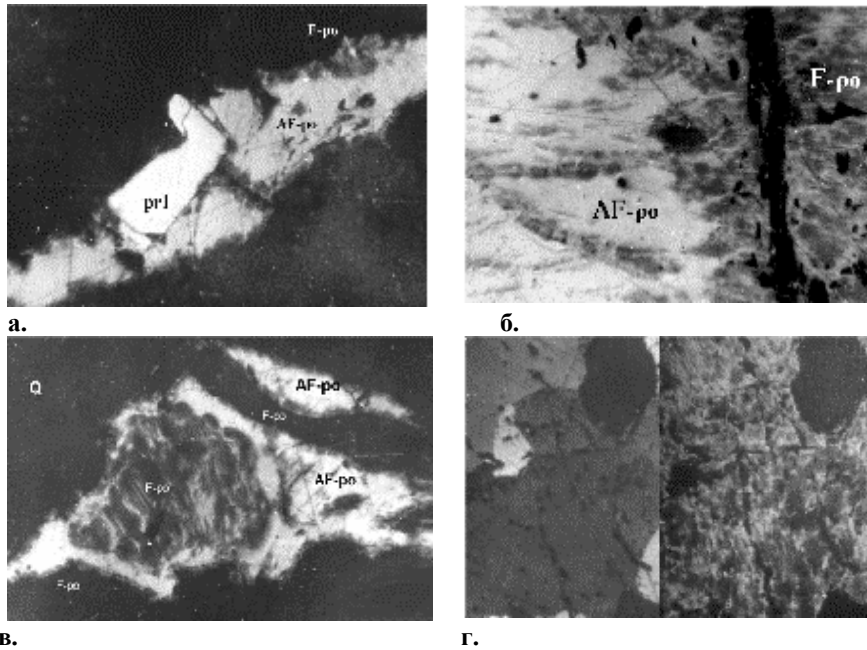


Рис. 2. Структури піротинових агрегатів, що виявляються магнітною емульсією. Темно-сірі смуги – ділянки щільного покриття поверхні магнітною емульсією, ясно-сірі смуги – ділянки розрідження емульсії.

а. Початок розвитку феромагнітного піротину по антиферомагнітному. Феромагнітний піротин розвивається у вигляді тонкої смуги (*F-po*) по краю агрегату антиферомагнітного піротину (*AF-po*). Ясно-сіре – пірит-І (*prI*). Зб. 37.

б. Початок процесу розвитку *F*-піротину по *AF*-піротину. *F*-піротин розвивається від краю до центру зерен у вигляді субпаралельних смуг. Зб. 30.

в. Зерна піротину, в яких центральні й крайові частини складені феромагнітним піротином (*F-po*); між цими зонами розташована смуга антиферомагнітного (*AF-po*) піротину. В окремих частинах піротинових агрегатів центральні *F*-піротинові ділянки зливаються з крайовими. *Q* – кварц. Зб. 30.

г. Співвідношення в межах агрегату піротину ділянок з різною орієнтацією доменів *F*-піротину (справа, магнітна емульсія) з мозаїчною будовою агрегату (зліва – при схрещених ніколях). Зб. 47.

Магнітна емульсія утворює на поверхні *F*-піротину різноманітні малюнки, які виникають внаслідок варіацій щільності магнітного порошку. Найбільше поширені пластинчасто-смугасті або сітчасті структури (див. рис.2,в та 2,г). Товщина смуг коливається від 0,2 до 20 мкм. Смуги, тонші від 2 мкм, як правило, прямі й паралельні. В межах одного зерна товщина й орієнтація смуг згущення й розрідження магнітної суспензії може змінюватися. Зона, складена сіткою тонких паралельних смуг, може переходити в ділянку з грубшою комірчастою структурою, де смуги магнітної суспензії не є прямолінійними і утворюють прямокутні, трикутні та

замкнені контури. Орієнтація й розмірність доменних структур відрізняються у різних зернах в межах одного агрегату піротину. Часто такі малюнки розподілу магнітної емульсії інтерпретуються як відображення структур розпаду твердого розчину $Fe_{1-x}S$ на гексагональну та моноклінну фази [20]. Проведені нами дослідження хімічного складу піротину з такими структурами показують незначні відмінності в співвідношенні Me/S між сусідніми доменами з різкою відмінністю в щільності покриття магнітним порошком (детальніше див. нижче). Тому ми більше схильні до того, щоб інтерпретувати такі магнітні структури як відображення доменної структури піротинових зерен. Однофазовість їх складу підтверджується результатами структурного травлення піротину.

F -піротин у більшості випадків утворює облямівки навколо зерен AF -піротину або вздовж тріщин у ньому (див. рис. 2 а,б), що свідчить про заміщення антиферомагнітного гексагонального піротину феромагнітним моноклінним. Значно рідше зустрічаються зерна F -піротину з облямівкою, складеною AF -піротином. Звичайно такі структури інтерпретуються як відображення зворотного процесу заміщення F -піротину AF -піротином під впливом розчинів з низькою активністю сірки й високою активністю Fe^{2+} [20]. З цим твердженням важко погодитися, оскільки відсутня закономірність у поширенні таких структур. Вони зустрічаються спорадично в межах агрегатів з більш типовими структурами $AF \rightarrow F$ заміщення. Крім того, зустрічаються зональні піротинові агрегати, в яких чергуються зони F - AF -піротину з периферійною F -зоною (див. рис. 2,в). Такі зональні структури спостерігаються тільки в крупних зернах піротину. Сусідні дрібні піротинові зерна повністю складені F -фазою. Розглядаючи всі спостереження інтегровано, можна стверджувати, що заміщення AF -піротину F -піротином відбувалось однонаправлено і незворотно. Поява чергування AF - F -зон зумовлена дифузійним контролем процесу $AF \rightarrow F$ перетворення в піротині. За таких умов можливе формування дисипативних смугастих структур чергування AF - і F -піротину.

Варіації доменних структур, які виявляються за допомогою магнітної порошкографії в зернах F -піротину, дозволяють прослідкувати динаміку $AF \rightarrow F$ перетворення. Воно починається з формування спорадичних субмікроскопічних F -фаз уздовж тріщин і границь зерен. Деколи вони можуть проникати глибоко всередину зерен AF -піротину. З наростанням процесу ділянки F -піротину зливаються в смуги, які повністю охоплюють зерна AF -піротину. В тилкових зонах доменна структура укрупнюється, що веде до перетворення тонкосітчастих структур у комірчасті.

Варіації хімічного складу піротину. Дослідження виконувались рентгеноспектральним мікрозондовим методом на приладі *JEOL* (аналітик І.М.Бондаренко, ІМГР НАН України) з метою визначення варіацій хімічного складу феромагнітного й антиферомагнітного піротину. Мікрозондові аналізи виконувались на попередньо протестованих магнітною емульсією і розмічених зразках. Результати аналізів наведені в табл. 2. У цілому піротин характеризується значними коливаннями співвідношення Me/S – від 0,88 до 0,81. Коливання вмісту Fe складають 0,87-0,81 ф.о. (за даними [6] може знижуватися до 0,79 ф.о.); у багатьох зернах піротину дефіцит Fe частково компенсується Ni , вміст якого може досягати 0,01 ф.о. Особливо необхідно відмітити те, що інтервали коливань складу гексагонального (антиферомагнітного) і моноклінного (феромагнітного) піротину значною мірою перекриваються (рис. 3). Так, вміст Fe в антиферомагнітному піротині становить 46,6-45,5 ат.%, а в феро-

магнітному – 46,0-44,5 ат.%. У цілому ці інтервали співпадають зі встановленими інтервалами варіації складу природного моноклінного та гексагонального піротину [2, 3, 21, 23].

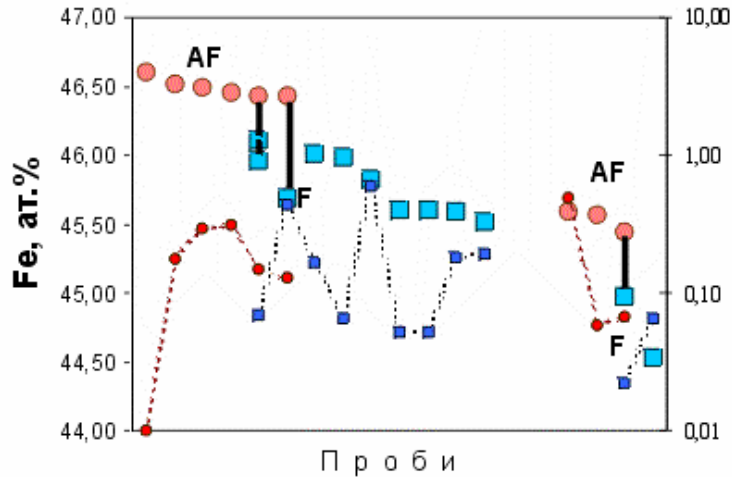


Рис. 3. Варіації вмісту Fe та Ni (ат.%) в феромагнітному (F) (квадрати) і антиферомагнітному (AF) (кола) піротині.

Проби розміщені в порядку зменшення вмісту заліза. Аналізи F - і AF -піротину з одного агрегату з'єднані вертикальними прямими. Вміст Fe показаний маркерами, Ni – маркерами з лінійкою. Виразно видно, що відхилення складу F -фаз по відношенню до AF -фаз наближається до постійного.

Варіації співвідношення Fe/S в AF -піротині досить чітко корелюються із вмістом піриту-I в складі агрегатів, які формуються по піротину. Найвищий вміст заліза спостерігається в пробах, відібраних з інтервалів, де відсутній пірит-I. Зі зростанням вмісту піриту-I в складі сульфідно-карбонатних агрегатів вміст Fe в AF -піротині знижується (рис. 4). Мінімальний вміст Fe відзначається в реліктових зернах AF -піротину в суцільних агрегатах піриту-I. Вміст Fe в F -піротині повторює тренд AF -піротину зі зменшенням у бік зменшення. Аналізи, виконані в AF - і F -фазах в межах одного зерна піротину, демонструють майже однакову різницю вмісту заліза: в F -піротині він у середньому на 0,5 ат.% нижчий порівняно з AF -піротином.

Варіації Ni в піротині підпорядковуються складнішим закономірностям. У цілому в F -піротині вміст Ni знижується зі зростанням дефіциту Fe . Зі зниженням вмісту заліза в AF -піротині спостерігається спочатку різке зростання вмісту Ni , яке поступово зменшується, а при подальшому зростанні дефіциту Fe починає спостерігатись тенденція до зниження вмісту Ni .

F -піротин дещо менше збагачений нікелем, вміст якого знижується зі збільшенням дефіциту заліза. Зворотна картина спостерігається для кобальту. В за-

гальному, при незначному його вмісті в піротині (0,03-0,1 ат.%), в *AF*-піротині спостерігається пряма залежність між вмістом *Fe* і *Co*, а в *F*-піротині – зворотна.

Таблиця 2

Хімічний склад піротину з рудних зон Майського золоторудного родовища
(за результатами рентгеноспектрального мікрозондового аналізу)

№ п/п	Свердловина	Глибина	Відміна	Мас. %					Вміст елементу				N_{FeS}
				<i>Fe</i>	<i>S</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>	Сума	<i>Fe</i>	<i>S</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>	
1	6746а	182,5	<i>F</i>	57,91	41,29	0,13	0,09	99,42	44,53	55,31	0,09	0,07	0,81
2	6746а	175,7	<i>F</i>	58,00	40,68	0,08	0,03	98,79	44,98	54,94	0,06	0,02	0,82
3	6746а	175,7	<i>A</i>	58,62	40,31	0,07	0,09	99,09	45,45	54,43	0,05	0,07	0,83
4	6746	170,1	<i>F</i>	58,88	40,25	0,13	0,26	99,52	45,52	54,20	0,10	0,19	0,84
5	6746	247,3	<i>A</i>	59,34	40,62	0,07	0,08	100,11	45,56	54,33	0,05	0,06	0,84
6	6746	170,1	<i>F</i>	58,92	40,18	0,11	0,25	99,46	45,59	54,15	0,08	0,18	0,84
7	6746	190,9	<i>F</i>	59,08	40,38	0,08	0,07	99,61	45,60	54,29	0,06	0,05	0,84
8	6746	190,9	<i>F</i>	58,97	40,29	0,09	0,07	99,42	45,61	54,27	0,07	0,05	0,84
9	6560	110,4	<i>A</i>	59,05	39,92	0,08	0,6	99,65	45,69	53,80	0,06	0,44	0,86
10	6560	110,4	<i>F</i>	59,18	39,67	0,09	0,81	99,75	45,83	53,51	0,07	0,60	0,87
11	6746а	181,1	<i>F</i>	59,38	39,98	0,06	0,12	99,54	45,96	53,90	0,04	0,09	0,85
12	6764	126,4	<i>F</i>	59,52	40,04	0,09	0,09	99,74	45,99	53,88	0,07	0,07	0,85
13	6764	126,4	<i>F</i>	59,76	40,09	0,09	0,23	100,17	46,01	53,76	0,07	0,17	0,86
14	6746а	181,1	<i>F</i>	59,44	39,81	0,05	0,10	99,40	46,11	53,78	0,04	0,07	0,86
15	6746а	181,1	<i>A</i>	59,76	39,44	0,06	0,20	99,46	46,43	53,37	0,04	0,15	0,87
16	6560	110,4	<i>A</i>	60,04	39,64	0,06	0,17	99,91	46,43	53,40	0,04	0,13	0,87
17	6559	530,7	<i>A</i>	59,67	39,22	0,05	0,42	99,36	46,46	53,19	0,04	0,31	0,87
18	6559	530,7	<i>A</i>	59,78	39,24	0,06	0,40	99,48	46,50	53,16	0,04	0,30	0,87
19	6712	236,5	<i>A</i>	59,92	39,36	0,10	0,24	99,62	46,52	53,23	0,07	0,18	0,87
20	6712	236,5	<i>A</i>	59,87	39,34	0,08	0,01	99,30	46,60	53,33	0,06	0,01	0,87
21*	6450	246,6		58,4	41,2	0	0	99,60	44,87	55,13	-	-	0,81
22*	6450	308,9		58,8	41,4	0	0	100,20	44,92	55,08	-	-	0,82
23*	6468	296,6		57,4	41,9	0	0,8	100,10	43,77	55,65	-	0,58	0,80

Примітка: *F* – феримагнітна, *A* – антиферомагнітна відміна піротину.

* - аналізи за даними [7].

Це загальні тенденції, на які накладається підвищення вмісту *Ni* та *Co*, що виникають у ході заміщення *AF* → *F*. Наші дослідження показують, що у фронті заміщення в *AF*-піротині зростає вміст *Ni* і *Co*, які компенсують зростаючий дефіцит *Fe*. Високий вміст цих металів у таких випадках може успадковуватись і *F*-піротином. Саме цим пояснюється локальний високий його вміст у *F*-піротині, при загальному пониженому фоні порівняно з *AF*-піротином. Цьому може сприяти локальне зростання активності нікелю на ділянках розвитку пентландиту. За нашими спостереженнями, пентландит не стабільний в умовах формування *F*-піротину і розчиняється. Аномальна поведінка *Ni* та *Co* в зоні переходу *AF* → *F* спостерігалась С.Кеснером [23] в піротині з метаморфічних порід Богемського масиву.

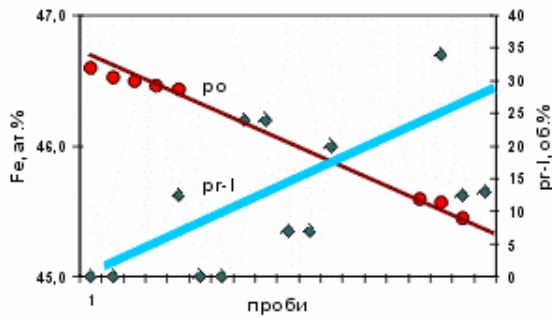


Рис. 4. Залежність між зниженням вмісту Fe в антиферромагнітному піротині (кола) та зростанням вмісту піриту-I (ромби) в пост-метаморфічних агрегатах.

Дослідження зональних структур $AF-F$ -піротину показало аномально високий вміст Ni і Co в антиферромагнітних зонах, що є ще одним підтвердженням відсутності інверсії $F \rightarrow AF$ в піротині Майського родовища.

Обговорення результатів. Місце піротину в послідовності мінералоутворення в межах золоторудного родовища є ключовим для розуміння процесу формування зруденіння. Піротин є одним із основних рудних мінералів на більшості золоторудних родовищ у докембрійських метаморфізованих товщах. Вивчення перетворень у піротинових агрегатах надзвичайно важливе для встановлення співвідношення процесів метаморфізму та рудоутворення. Саме взаємовідношення піротину з магнетитом часто використовується як доказ дометаморфічного формування сульфідної мінералізації в метаморфізованих породах [16, 21].

Піротин Майського золоторудного родовища виповнює тріщини в магнетиті та заміщує його агрегати. Процес заміщення контролюється дефектністю магнетиту, наслідком чого є складна конфігурація границі магнетит-піротин. Конфігурація границь між мінералами, яка спостерігається при певних зрізах агрегатів такого типу, може бути неправильно інтерпретована як результат заміщення піротину магнетитом (порівняйте фото на рис. 1, б з рис. 9, а, с у роботі [16], де такі співвідношення наводяться як доказ заміщення піротину магнетитом). При визначенні віку гексагонального (антиферромагнітного) піротину необхідно врахувати факт відсутності в агрегатах піротину слідів пластичних деформацій і дуже рідкісні спостереження прояву крихких деформацій.

Гексагональний піротин утворився після етапу мілонізації й формування асоціації олігоклаз+кордієрит+гранат+турмалін+магнетит. Його кристалізація відбувалася під впливом гідротермальних розчинів, рух яких контролювався системою сколових тріщин. Взаємодія розчинів з алюмосилікатними мінералами є незначною і не веде до зміни мінерального складу вмісних порід.

Піротинова мінералізація відіграє важливу роль у процесі формування постметаморфічних мінеральних асоціацій у цілому. Всі сульфідні мінерали, а також більша частина карбонатів успадковують простір, який займали гексагональний піротин і магнетит. Вони розвиваються тільки по піротину та магнетиту і майже не виходять за контури їх агрегатів. Винятком є сингенні золоті агрегати піриту-III, які хоча й формуються в полі розвитку піротину, але виходять за межі його агрегатів, кородуючи кварц та польові шпати. Необхідно відзначити, що за межами поля розвитку піротину розвиток постметаморфічної мінералізації по магнетиту не спостерігається.

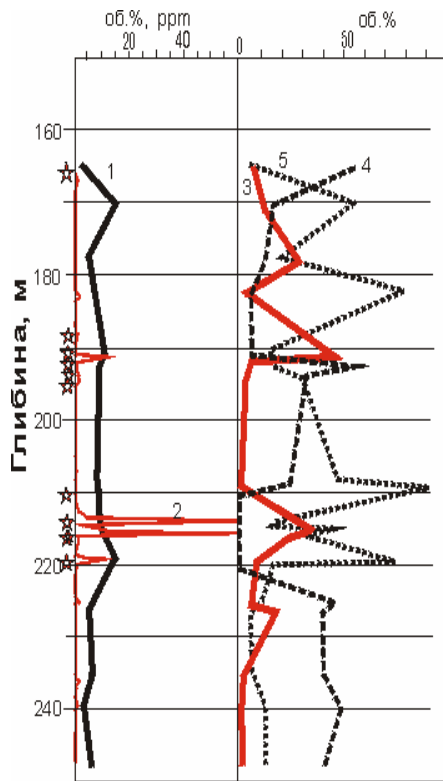


Рис. 5. Розподіл постметаморфічних мінералів в межах рудної зони в перетині свердловиною № 6746.

У лівій частині рисунку показаний розподіл загального вмісту постметаморфічних мінералів (сульфіди + карбонати) в складі рудної зони (об.%) (1) і вмісту золота за результатами опробування (ppm) (2). Зірочками показані місця макро- і мікроскопічних спостережень виділень самородного золота.

У правій частині рисунку показані варіації вмісту піротину (гексагональний + моноклінний) (3), піриту-I (4) і піриту-II (5) в об'ємних відсотках від загальної кількості постметаморфічної мінералізації в кожній пробі.

Вищеописані закономірності формування постметаморфічних мінеральних асоціацій наочно ілюструються кривими розподілу постметаморфічних мінералів вхрест зон сульфідної мінералізації, побудованими за результатами дослідження полірованих шліфів (рис. 5). Рудна зона має зональну структуру: центральна частина складена піритом-I і -II, а периферія багата піротином і магнетитом. У цілому в ряді свердловин виявляється зворотна залежність між вмістом піротину і піриту (I+II). Золотовмісна мінеральна асоціація (золото + вісмут + халькопірит + карбонати + пірит-III) концентрується на межі переходу від поля максимального розвитку гексагонального піротину до поля піриту-II.

Початковий склад гексагонального піротину встановити складно в зв'язку зі значним зниженням вмісту заліза в ньому в ході формування піриту-I. Вміст Fe у первинному гексагональному піротині перевищував 46,7 ат.% ($N_{FeS} > 0,88$). Порівнюючи склад гексагонального піротину з Майського родовища та з метаморфізованих порід Богемського масиву [23] і золоторудного родовища Колар [3] (рис. 6), можна припустити, що дефіцит заліза був значно менший і N_{FeS} первинного піротину могло складати 0,91-0,94.

Ці значення близькі до результатів, отриманих за допомогою рентгеноструктурних досліджень піротину Майського родовища [8], які дають усереднене значення по великому об'єму проби.

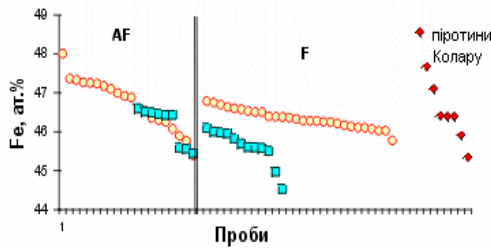


Рис. 6. Порівняння варіацій вмісту Fe в антиферомагнітній та феромагнітній піротині з рудних зон Майського золоторудного родовища (квадрати) і метаморфічних порід Богемського масиву [23] (кола). На діаграму нанесений склад неподіленого піротину золоторудного родовища Колар [3] (ромби).

Як видно з фазових діаграм (рис. 7, 8) гексагональний піротин $1C$ з великим дефіцитом заліза ($N_{FeS} = 0,91-0,94$) за межами поля стабільності піриту може утворюватися тільки в умовах високих температур ($500-650^{\circ}C$). Підтвердженням цього є високотемпературний парагенезис пентландит+халькопірит+кубаніт, який формується слідом за піротином.

Період перетворення гексагонального піротину в моноклінний визначається згідно наступних спостережень:

- Релікти піротину в агрегатах піриту-I й арсенопіриту завжди представлені антиферомагнітним типом.

- Піротин, який зустрічається у вигляді реліктів у коломорфних структурах дисульфідизації та в агрегатах піриту-II, які містять сфалерит, у переважній більшості є антиферомагнітним. Феромагнітні зерна спостерігаються тільки в місцях розвитку по цих агрегатах золота, вісмуту й піриту-III.

- Агрегати піриту-III, халькопіриту-II, самородного золота й вісмуту завжди супроводжуються феромагнітним піротином. Між вмістом F -піротину та піриту-II спостерігається пряма кореляція.

- Карбонати кородують як AF -, так і F -піротин.

Таким чином, $AF \rightarrow F$ перехід відбувся після становлення асоціації пірит-II + сфалерит, під час формування асоціації золото + вісмут + халькопірит-II + пірит-III і до повного становлення карбонатів. Наслідком цього є переважаючий розвиток самородного золота по піротину.

Перетворення гексагонального піротину $1C$ в моноклінний $4C$, за експериментальними даними [30], відбувається при температурах не вище $272^{\circ}C$. Наявність в асоціації з золотом і карбонатами змішаношаруватих мінералів типу іліт-сметит свідчить про те, що температури переходу не перевищували $200^{\circ}C$.

Часто для пояснення перетворення гексагональний \rightarrow моноклінний піротин використовують модель розпаду твердого розчину $Fe_{1-x}S$ при охолодженні [15, 20, 23]. Цьому протирічають результати досліджень штучного й природного піротину [7]. Вони показують, що такий перехід відбувається через ряд проміжних фаз нецілочисельних політипів MC і NA . Формування політипу $4C$ характеризується значною енергією активації і відбувається з низькою швидкістю. У більшості випадків без впливу зовнішніх чинників піротин $1C$, що знаходився в асоціації з піритом, при зниженні температури нижче $300^{\circ}C$ переходить у суміш політипів $MC+NA$ при домінуванні першого політипу. Цим зумовлене широке поширення антиферомагнітного гексагонального піротину, який за складом відповідає

політипам *MC* в утвореннях Майського родовища та інших досліджених нами золоторудних об'єктів Українського щита.

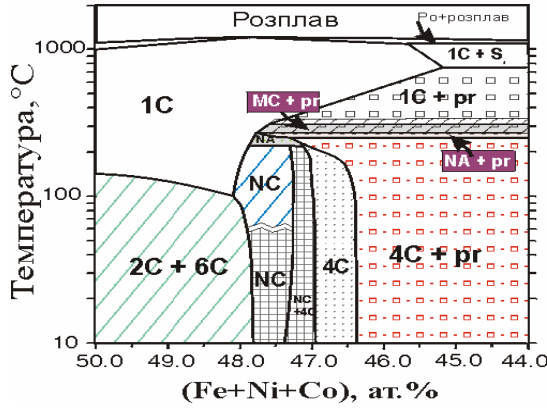


Рис. 7. Фазові взаємовідношення в системі *Fe-S* в температурному інтервалі 10-1000°C, за [7, 23, 30]. Навскісним штрихуванням позначені антиферомагнітні політипи піротину, крапками – феромагнітні; гратами – співіснування антиферомагнітного та феромагнітного неспіврозмірних політипів *NC* з феромагнітним моноклінним піротиним *1C*. Квадратами позначені поля співіснування піротину та піриту.

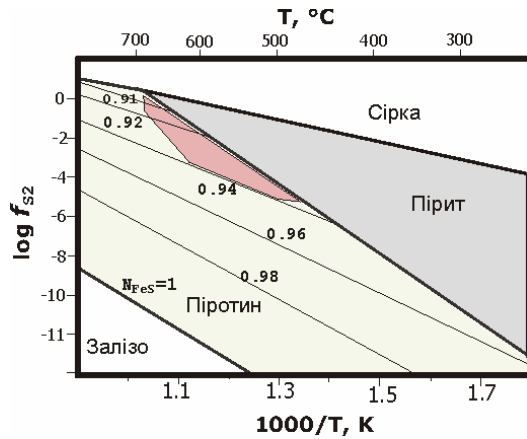


Рис. 8. Фазові рівноваги в системі *Fe-S* (за [2, 19]) в координатах “температура”–“фугитивність сірки”. В полі піротину показані варіації значень N_{FeS} . Темне поле – можливі коливання параметрів мінералоутворення для умов кристалізації гексагонального піротину з рудних зон Майського родовища.

Перехід до моноклінного піротину *4C* відбувається активно при підвищенні окисного потенціалу середовища, що є наслідком каталітичного впливу кисню [15, 17]. Цей експериментальний висновок підтверджують наші спостереження, які свідчать про формування моноклінного піротину у фронті розвитку “червоних” польових шпатів, насичених субмікроскопічними виділеннями гематиту. Відповідно, розчини, які ініціювали *AF*→*F* перетворення, характеризувались високим окисним потенціалом. Взаємодія гексагонального піротину з цими розчинами призвела до різкого збіднення піротину залізом і формування феромагнітного моноклінного піротину.

Утворення моноклінного піротину під впливом гідротермальних розчинів веде до різючих відмінностей у складі феромагнітного піротину Майського золоторудного родовища та метаморфічних порід амфіболітової фації Богемського масиву [23] (див. рис. 6).

При співпаданні інтервалів складу антиферромагнітного піротину, феромагнітній піротин із золотоносних зон характеризується значно більшим дефіцитом заліза порівняно з феромагнітним піротином, який утворився при поступовому охолодженні метаморфічних порід.

Висновки. Піротин у рудних зонах Майського родовища золота є постметаморфічним мінералом, фіксуючим високотемпературний етап гідротермальної діяльності, що завершував гранітизацію кратону, складеного гранулітовими породами. Формування гексагонального піротину складу $\text{Fe}_{0,94}\text{S}$ - $\text{Fe}_{0,90}\text{S}$ відбувалося при температурах 600-500°C за межами поля стабільності піриту. Цей процес відбувався з привнесенням сірки при надзвичайно високому співвідношенні порода - розчин, так що фактично єдиним нерівноважним з розчином мінералом був магнетит.

Піротин розвивається по мережі сколових тонких тріщин, виповнюючи їх та заміщуючи магнетит. При пониженні температури до 500-450°C активність сірки зростає, і формується пірит-I та асоціація халькопірит-I + кубаніт + пентландит. Цей процес відбувається в дифузійному режимі й супроводжується різким зростанням дефіциту заліза в гексагональному піротині до 0,13-0,17.

Агрегати такого модифікованого гексагонального піротину є субстратом для розвитку пізніх сульфідних асоціацій і окреслюють поле максимального поширення гідротермальних новоутворень. Само по собі це можна розглядати як свідчення того, що канали фільтрації розчинів залишались постійними на протязі всього періоду гідротермального мінералоутворення. В кожний момент часу найактивніші процеси формування рудних мінералів відбуваються в місці взаємодії гідротермальних розчинів із піротином.

Яскравим проявом пізніх змін піротинових агрегатів є агрегати дисульфідизації піротину, які передують формуванню пірит-марказит-сфалеритового парагенезису. Хороша збереженість дисперсних коломорфних агрегатів дисульфідизації піротину, їхня перекристалізація з формуванням пірит-II-марказитового агрегату є незаперечним свідченням постметаморфічного їх формування.

Дисульфідизації зазнавав антиферромагнітний піротин. Формування феромагнітного моноклінного піротину за часом співпадає з розвитком самородних золота та вісмуту, друзових агрегатів піриту-III, халькопіриту-II і карбонатів.

Хімічний склад піротину в рудних зонах Майського родовища визначається, в першу чергу, процесами виносу заліза під час формування піриту-I і піриту-III (рис. 9). В обох випадках ріст піриту супроводжувався вилученням частини заліза з піротину, хоча й з істотними відмінностями. В першому випадку процес вилучення заліза з піротину і ріст піриту відбуваються одночасно: пірит-I заміщує, псевдоморфізує піротин, тобто відбувається зустрічна дифузія заліза та сірки. Такий процес можливий тільки при високих температурах.

Під час формування золотоносного парагенезису вилучення заліза відбувається внаслідок переходу антиферромагнітний \rightarrow феромагнітний піротин і передуює кристалізації піриту. Залізо переходить в розчин, і пірит-III формується на певній віддалі від піротину безпосередньо з розчину. Як формування моноклінного феромагнітного піротину, так і становлення синхронного йому парагенезису золота, вісмуту, халькопіриту й піриту-III активізується низькотемпературними лужними розчинами з високим окисним потенціалом.

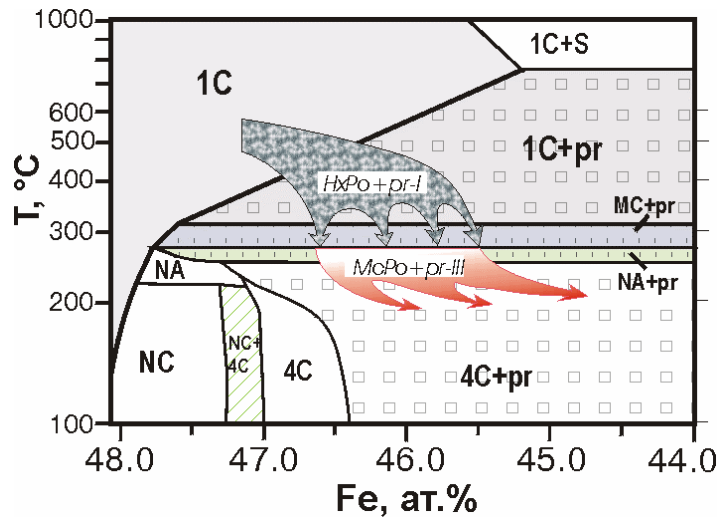


Рис. 9. Модель еволюції складу піротину в рудних зонах Майського золоторудного родовища.

HxPo і *McPo* – гексагональний і моноклінний піротин відповідно.

Пояснення див. у тексті.

Ефективного впливу процесів дисульфідизації та формування парагенезису пірит-II+марказит на склад піротинів ми не виявили.

Сучасний просторовий розподіл піротину в межах рудних зон визначається характером та інтенсивністю накладеного на нього пізнього мінералоутворення. У ході постметаморфічного гідротермального процесу зони підвищеного вмісту піротину слугували геохімічним бар'єром, на якому відбувалось осадження більш пізніх мінеральних парагенезисів, включаючи золотоносні.

Автори вдячні проф. О.Б.Боброву та проф. А.О.Сиворонову за постійну підтримку досліджень та допомогу в проведенні польових робіт; В.О.Дяківу – за виконання рентгенодифракційних досліджень піротину, І.М.Бондаренко – за виконання мікрозондових досліджень сульфідів. Ці роботи підтримувались грантом від фонду МакКінстрі Співки Економічної Геології (SEG) та фінансуванням за програмою Міністерства освіти України.

1. Бобров А. Б., Сиворонов А. А., Ляхов Ю. В. и др. Майское золоторудное месторождение Украинского щита: новый промышленно-генетический тип // Тез. докл. конф. "Современные проблемы геологии, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых." Москва, 1997.
2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М., 1981.
3. Золоторудное поле Колар (Индия) / Ред. Ф.В.Чухров. М., 1988.
4. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Колымы. Новосибирск, 1976.

5. *Нечаев С.В.* Некоторые особенности проявлений золота и серебра в западной части Украинского щита // Геол. журн. 1992. № 4.
6. *Нечаев С.В., Бондаренко С.Н.* Рудные минеральные ассоциации Майского месторождения золота // Геохимия. 1997. № 6.
7. *Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А.* Пирротины (кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения). М., 1988.
8. *Скакун Л.З., Мудровська І.В., Ємець О.В.* Співвідношення гексагонального та моноклінного піротинів в рудних зонах Майського золоторудного родовища // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 1999. Вип. 13.
9. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., 1974.
10. *Яроуцук, М.А., Снежко А.М., Терещенко С.И. и др.* Физико-химические условия формирования Чемерпольского золотопроявления в Побужье // Минерал. журн. 1996. **18**, № 6.
11. *Яценко Г.М., Бабинін О.К., Росихіна А.І. та ін.* Металогения золота протерозою Українського щита // Перспективи золотоносності надр України. Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 1994. Вип. 12.
12. *Augsten B.E.K., Thorpe R.L., Harris D.C., Fedikov A.F.* Ore mineralogy of the Agassiz (MacLellan) gold deposit in the Lynn Lake Region, Manitoba // Can. Miner. 1986. Vol. 24.
13. *Barnicoat A.C., Fare R.J., Groves D.I., McNaughton N.J.* Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings // Geology. 1991. N 19.
14. *Bennett C.E.G., Graham J., Thornber M.R.* New observations on natural pyrrhotites. Part 1. Mineragraphic techniques // Amer. Mineral. 1972. Vol. 57.
15. *Bennett C.E.G., Graham J., Parks T.C., Thornber M.R.* New observation on natural pyrrhotites. Part 2. Lamellar magnetite in monoclinic pyrrhotite // Amer. Mineral. 1972. **57**, N 11-12.
16. *Cameron E.M.* Precambrian gold: perspectives from the top and bottom of shear zones // Canad. Mineral. 1993. Vol. 31.
17. *Graham J.* Oxygene in pyrrhotite // Ewers W.E. (ed.). Research review. Inst. of Energy and Earth Resources, CSIRO. Canberra, 1983.
18. *Craig J.R., Scott S.D.* Sulfide phase equilibria // Ribbe P.H. (ed.). Sulfide mineralogy. 1974.
19. *Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Groves D.J.* A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits // Mineral. Deposita. 1995. Vol. 30.
20. *Gu L., Vokes F.M.* Intergrowth of hexagonal and monoclinic pyrrhotites in some sulphide ores from Norway // Min. Mag. 1996. N 60.
21. *Harlov D.E., Newton R.C., Hansen E.C., Jahardhan A.S.* Oxyde and sulphide minerals in highly oxidized, Rb-depleted, Archean granulites of the Shevaroy Hill Massif, South India: Oxidation states and the role of metamorphic fluids // J. Metamorphic Geol. 1997. Vol. 15. (preprint).
22. *Kelly D.P., Vaughan D.J.* Pyrrhotite-pentlandite ore textures: a mechanistic approach // Miner. Mag. 1983. N 47.
23. *Keyssner S.W.* Pyrrhotin in der 4000 m tiefen Kernbohrung "KTB OBERPFALZ VB" – optische, mineralchemische und magnetische Eigenschaften. – Dokt. Dissert. / Mitteilungen zur mineralogie und Lagerstättenkunde.- RWTH Aachen, 1992. N 42.
24. *Kontny A., Sharp T., Keyssner S., Friedrich G.* Optical, chemical and structural investigations on different pyrrhotite modifications from the 9.1 km deep KTB borehole // Eur. J. Mineral. 1995. N 7. (abstr.).

25. *Kontny A., de Wall H., Sharp T.* Mechanismen der Gitterumwandlung von hexagonalem zu monoklinem pyrrhotin - Ergebnisse von mikrostrukturellen und magnetisch Untersuchungen an pyrrhotinen der KTB-Bohrung // *Eur. J. Mineral.* 1996. N 8.
26. *Neumayr P., Groves D.I., Ridley J.P., Koning C.D.* Syn-amphibolite-facies Archean lode-gold mineralization in the Mt. York District, Pilbara Block, Western Australia // *Mineral. Deposita.* 1993. Vol. 28.
27. *Phillips G.N., de Nooy D.* High-grade metamorphic processes which influence Archean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia // *J. Metamorphic Geol.* 1988. N 6.
28. *Siva S. N., Rajamani V.* The geologic setting, mineralogy, geochemistry, and genesis of gold deposits of the Archean Kolar schist belt, India // *Econ. Geol.* 1989. N 84.
29. *Tabeart C.F.* Controls to deposition of gold, copper and bismuth at Renco mine, Zimbabwe. London, 1987.
30. *Tokonamo M., Nishiguchi K., Morimoto N.* Crystal structure of a monoclinic pyrrhotite (Fe₇S₈) // *Amer. Miner.* 1972. 57, N 4 .

L.Z. Skakun, I.V. Mudrovska, I.E.Merkushyn

**PYRRHOTITE IN ORE ZONES OF THE MAYSKE LODE-GOLD DEPOSIT:
COMPOSITIONAL FEATURES AND POSITION IN ORE-FORMING PROCESS**

The Mayske gold deposit (the Ukrainian shield) is the analogue of world Archaean lode-gold deposits. Ore mineralization has postmetamorphic origin. Sulfide minerals have been developed in the system of veinlets in wall rocks. Pyrrhotite mineralization forms at the early stages of hydrothermal process. All further mineralization develops by replacement of pyrrhotite. Sulfides and gold pseudomorphically replace pyrrhotite grains. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites are presented. Aggregates consist of only one modification are uncommon. As a rule content of monoclinic pyrrhotite in pyrrhotite aggregates is averaged of 15-40%. Monoclinic pyrrhotite replaces hexagonal pyrrhotite together with forming of association gold + pyrite-3 + chalcopyrite-2 + carbonates. Hexagonal pyrrhotite was formed at the temperatures above 500°C. Conversion of hexagonal pyrrhotite in monoclinic was held at the temperatures below 272°C.

Стаття надійшла до редколегії