

УДК 549.32/33(477.6)

**ВІДОБРАЖЕННЯ ДЕФОРМАЦІЙ У БУДОВІ МІНЕРАЛЬНИХ АГРЕГАТІВ
БОБРИКІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА**

О. Цабан, Л. Скакун, О. Литвинович, Р. Середяк

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Для руд Бобріківського золоторудного родовища характерні численні сліди деформаційної активності, що прямо відображено в їхніх структурно-текстурних характеристиках. Такі сліди є у вмісних породах, виповненнях тріщин і безпосередньо в мінеральних агрегатах.

Ключові слова: деформація, структура і текстура руди, мінеральні агрегати, чорносланцева формація, пірит, золото, Донбас.

Самородне золото в Донецькому басейні вперше виявили 1893 р. у Нагольному рудному районі. Тут розвинута золото-сульфідна рудна мінералізація (родовища Гострий Бугор, Бобріківське). Родовища і рудопрояви цієї формації утворюють серії жил і штокверків кварц-анкерит-сульфідного складу, що містять золото [5]. Гідротермальна золоторудна мінералізація в Донецькому басейні приурочена до темно-сірої пісковиково-сланцевої теригенно-флішової товщі карбону, що відкладалася в палеорифтовій западині, обмеженій Приазовським і Воронежським кристалічними масивами. Крім чітко вираженої ритмічності, для цієї товщі, потужністю 10–12 км у середньому, характерна не тільки наявність пластів вугілля, а й підвищений вміст розсіяної органічної речовини. Подібні товщі порід чорносланцевої формації розвинуті в золотоносних районах Середньої Азії (Мурунтау, Даугизтау, Камтор, Жілау), Росії (Сухий Лог, Кедровське, Височайше, Березівське, Кочкарське), Казахстану (Бакірчицьке рудне поле), Австралії (Баларат, Бендіго, Ставел), Якутії (Кулар) та інших місцях [4, 8]. Індикаторний мінерал чорносланцевої формації – пірит.

Характерною рисою родовищ у чорносланцевій товщі є активна участь тектонічних процесів у розподілі мінеральних агрегатів і формуванні їхніх морфологічних особливостей [10]. Тому варто очікувати прояви цих тектонічних рухів як в індивідах, так і в агрегатах мінералів. Під впливом деформації пірит стає тріщинуватим. Результат тріщинуватості – збільшення реакційноактивної поверхні піриту. З огляду на це важливо відобразити сліди деформацій під час формування й розподілу мінеральних асоціацій.

Значний інтервал температури процесу рудовідкладення – характерна особливість родовищ чорносланцевої формації [3]. Він дає змогу проводити широкий спектр мінералогічних досліджень. Ми спробували відобразити на мікрорівні різ-

номанітність деформаційних процесів протягом рудогенезу на Бобріківському родовищі.

Геологічна і тектонічна характеристика Бобріківського родовища. Бобріківське родовище розташоване в межах Головної антикліналі Нагольного кряжа. Золото в цій ділянці вперше описав Я.В. Самойлов 1908 р. [5].

Бобріківське родовище розміщене в північно-західній частині однойменної антикліналі, протяжність якої – 11 км, а ширина – 2,5 км. На поверхні антикліналь складена породами дяківської серії, яка тут є стратиграфічним аналогом світ C_2^0 – C_2^2 [7]. Магматичні породи в корінному заляганні невідомі. Найближчі виходи лампрофірів міуського комплексу виявлені в районі с. Новопавлівки поблизу західного закінчення Нагольного кряжа, а також за 15 км на південь від смт Бобрікове [2]. Товща багаторазового чергування аргілітів, алевролітів і пісковиків охоплює рідкісні малопотужні (5–10 см) невитримані прошарки вапняків і вугілля. Пачки дрібно-ритмічних флішоїдних відкладів з потужністю ритмів у межах перших сантиметрів перешаровані з однорідними за складом глинистими горизонтами й утворюють грубі ритми розрізу потужністю 70–100 м. У груборитмічному розрізі досить рівномірно зосереджені шари пісковиків, максимальна потужність яких досягає 5–25 м. Найбагатше зруденіння штокверкового типу зафіксоване в груборитмічних майже однорідних пачках глинистих порід, які близькі за літолого-петрографічним складом, ступенем змін (пізній метагенез, антрацитова стадія метаморфізму вугілля) і структурними особливостями (сланцюватість, лінійність) до чорносланцевої товщі [6].

Осадова товща карбону зазнала в районі родовища кілька етапів тектонічної активізації, кожний з яких вплинув на формування кінцевої структури родовища і сприяв концентрації рудної речовини [1].

За структурними ознаками рудні тіла Бобріківського рудного поля можна розділити на три типи.

1. Жили та мінералізовані зони, тісно пов'язані з поздовжніми зонами розсланцювання, зминання, гофрування сланцюватих порід. Вони, звичайно, мають згідне або близьке до згідного простягання і косо перетинають вмісні породи по падінню. Такі зони зминання розміщені на крилах та у присклепінній частині брахіантикліналі. Ці субширотні, переважно крутоспадні зони порушень містять окремі жили або серії малопотужних прожилків, які швидко виклинюються; інколи такі зони не мають жильної мінералізації. Для зруденіння цього типу характерні нерівномірність розподілу та різноманітність текстур руд, а також явні ознаки післярудних дрібних порушень.

2. Жили у тріщинах відколу та відриву поширені в межах усього рудного поля. На відміну від першого типу, ці жили мають переважно поперечну або діагональну щодо вмісних порід орієнтацію, падіння круте до вертикального. У них порівняно правильніша форма, чіткі, хоча й нерівні контакти, нема ознак дроблення порід і брекчієподібних структур.

3. Жили в тріщинах або зонах скидів. Залежно від характеру скидових порушень цей тип представлений або поодинокими жилами, або серіями жил, лінз, прожилків, відокремлених у системи тріщин скидових зон. Для цього типу, як і для першого, характерний нерівномірний розподіл зруденіння та розвиток брекчієподібних текстур руд [2].

Рудна мінералізація на Бобріківській ділянці охоплює значну зону, ділянку з підвищеною тріщинуватістю серед слабо змінених піщано-глинистих порід, прониза-

ну численними жилами і прожилками, у проміжках між якими набула розвитку сульфідна мінералізація. Тріщини вповнені жилами потужністю від 1–2 до 20–40 см, зрідка до 1 м і більше. На відстані до десятків метрів від жил породи пронизані численними різноорієнтованими прожилками потужністю до 1–5 мм. Густина і потужність прожилків поступово зменшується від центральної частини до периферії зони (від 100–200 до 2–5 прожилків на 10 м) [5].

Поширена в районі родовища тріщинуватість зумовлена трьома причинами: розвитком тріщин, пов'язаних зі складкоутворенням; утворенням тріщин, які опіряють осьовий Бобриківський розлом; виявленням тріщинуватості в зоні субдовготного Єланчик-Ровеньківського розлому.

Співскладчаста тріщинуватість представлена тріщинами сколювання, які є паралельними до осі антикліналі. Ці тріщини утворилися внаслідок сколювання під час вигинання пластів порід. Крім того, під час складкоутворення виникли тріщини відриву, які тяжіють переважно до приосьової частини антикліналі й розташовані перпендикулярно до осі.

Для Бобриківського родовища характерно те, що формування тріщин, які опіряють осьовий розлом, відбувалося з “використанням” раніше утворених співскладчастих тріщин, а також з розкриттям субдовготної тріщинуватості [7].

Рудні прожилки заповнюють усі системи тріщин. Жили переважно кварц-карбонатні. Головними нерудними мінералами є кварц, анкерит, сидерит, доломіт; серед рудних наявні пірит, сфалерит, галеніт, арсенопірит, бляклі руди, буланжерит, бурноніт, халькопірит, піротин, золото. Головними мінералами руд Бобриківського родовища є сульфід заліза: пірит, арсенопірит, піротин. Деякі з них поширені тільки в певному проміжку мінералоутворювального процесу.

Послідовність формування мінеральних асоціацій. Під час мікроскопічних досліджень головну увагу звертали на співвідношення між мінералами, зокрема, на виявлення ознак сингенності (індукційні поверхні між індивідами, ознаки взаємного блокування росту), деформацій, перекристалізації (самовільної збірної та вимушеної в ході реакційних взаємодій агрегату з розчином), заміщення.

Найбільш рання мінералізація, представлена прожилками, окремими гніздами і метакристаліями піриту й арсенопіриту, контрольована тріщинами пошарового кліважу. Пірит-арсенопіритові зростання мають виразні індукційні поверхні, що свідчать про їхню сингенність (рис. 1). Характерною особливістю складених ними прожилків є орієнтація головок індивідів піриту та арсенопіриту в бік вмісних порід. У таких прожилках переважно можна побачити сліди “тіней тиску” (рис. 2).

Накладені пластичні деформації виразно виявлені в індивідах багатьох пірит-арсенопіритових агрегатів. Прояви пластичної деформації в піриті й арсенопіриті чітко фіксовані структурним травленням (рис. 3). У результаті спричиненої деформацією рекристалізації індивіди виявляють субшарувату текстуру з ланцюжків овальних і лінзоподібних зерен. Зміщення ланцюжків один щодо одного становить перші мікрметри. Загальне зміщення в межах метакристалів піриту – 1–3 мм. Одночасно з цими деформаціями по периферії пірит-арсенопіритових прожилків та в “тінях тиску” поблизу метакристалів піриту й арсенопіриту формуються тичкуваті сидерит-анкеритові агрегати (рис. 4), що повністю відповідає стандартним схемам **утворення** карбонатних прожилків в умовах активних пластичних деформацій вмісних порід [9].

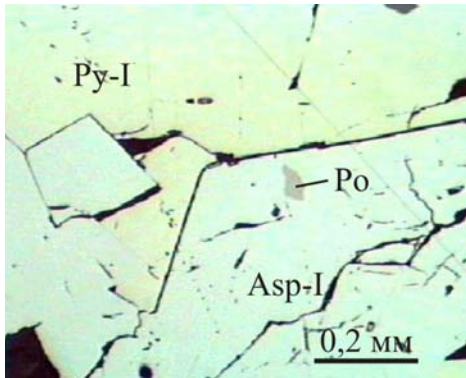


Рис. 1. Сингенна межа між піритом (Py-I) і арсенопіритом (Asp-I). Св. 689, гл. 562,0 м.

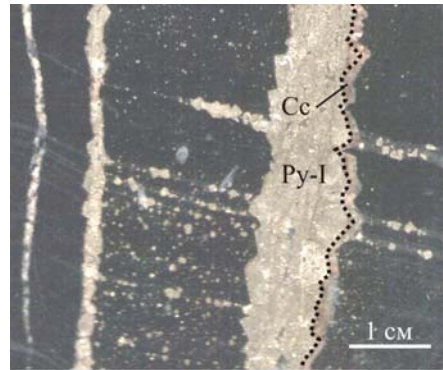


Рис. 2. Прожилок піриту (Py-I), перпендикулярний до нашарування порід. Кальцит (Cc) формує справа від піриту “тіні тиску”. Св. 731, гл. 264,0 м.

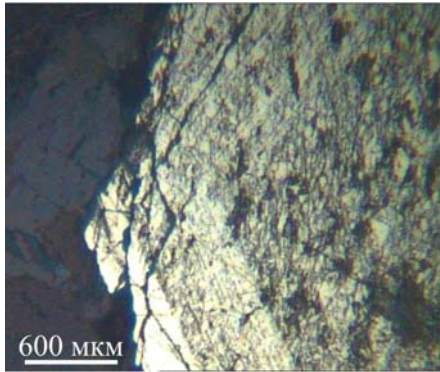


Рис. 3. Сліди пластичної деформації піриту після структурного травлення ($KMnO_4:H_2SO_{4\text{конц}} = 1:1$). Св. 731, гл. 899,0 м.

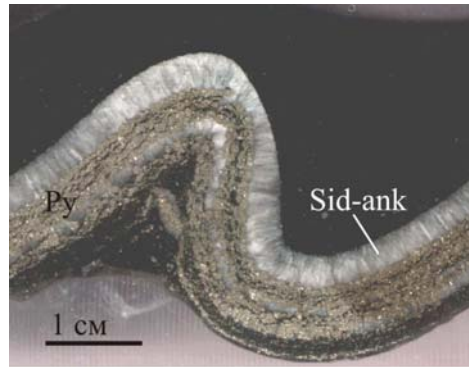


Рис. 4. Синдеформаційний сидерит-анкеритовий (Sid-ank) тичкуватий агрегат. Св. 731, гл. 135,7 м.

Зони крихких деформацій пірит-арсенопіритових (рис. 5, 6) та карбонатних прожилків контролюють процеси заміщення сидериту й анкериту кварцом. У фронті розвитку кварцових агрегатів формуються піротин-сфалерит-галенітові та пірит-сфалерит-галенітові агрегати. В ранніх пластично деформованих пірит-арсенопіритових агрегатах утворення агрегату піротин+сфалерит+галеніт супроводжується інтенсивним розчиненням та перекристалізацією піриту й арсенопіриту. Це виявляється в зростанні пористості агрегату і заповненні порожнин піротином, сфалеритом і галенітом (рис. 8). Між усіма цими мінералами простежуються індукційні **поверхні**, що свідчать про сингенність їхнього утворення. У піротині та сфалериті є включення невеликих ідіоморфних індивідів піриту й арсенопіриту.

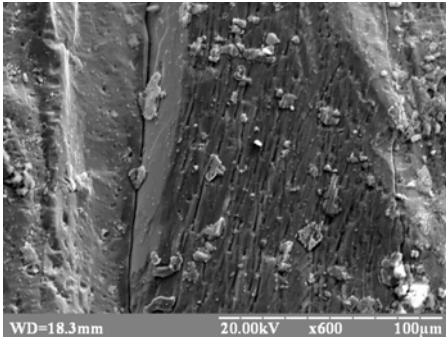


Рис. 5. Тріщини крихкої деформації в піриті (ЕМ, режим відбитих електронів). Св. 644, гл. 723,0 м.

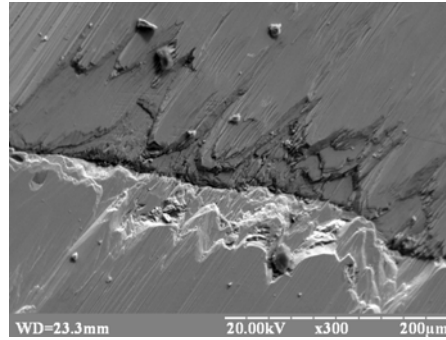


Рис. 6. Заліковування крихкої тріщини в арсенопіриті (ЕМ, режим відбитих електронів). Св. 644, гл. 903,5 м.

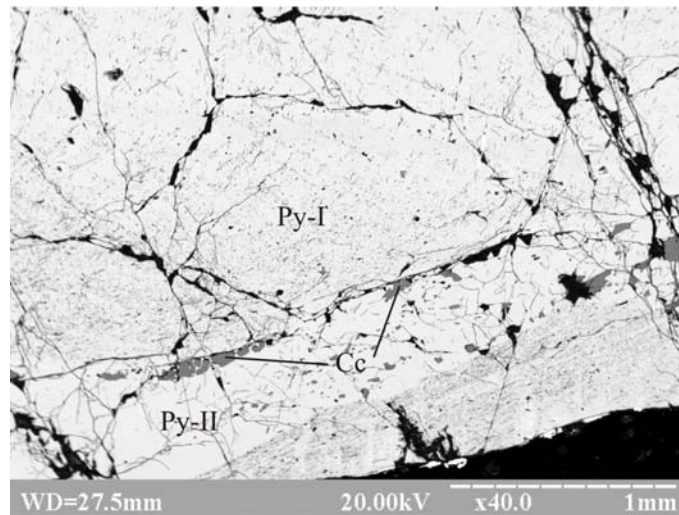


Рис. 7. Фрагмент перекристалізації піриту внаслідок пластичної деформації (ЕМ, режим відбитих електронів). Св. 644, гл. 116,0 м.

Крихкі деформації, що накладаються на пірит+піротин+сфалерит+галенітові агрегати, контролюють розподіл халькопіриту, бляклих руд і бурноніту. Кожний наступний мінерал у цьому ряді виразно тяжіє до тріщин за постійного їх поновлення. Це є ознакою їхнього формування під час тектонічних рухів. Доказ цього – реакційні взаємодії, виявлені у складних структурах заміщення піротину та сфалериту халькопіритом (рис. 9), халькопіриту бляклою рудою (рис. 10), бляклої руди бурнонітом (рис. 11).



Рис. 8. Кварц-пірит-Ш-піротин-сфалерит-галенітовий агрегат. Св. 731, гл. 1068,0 м.

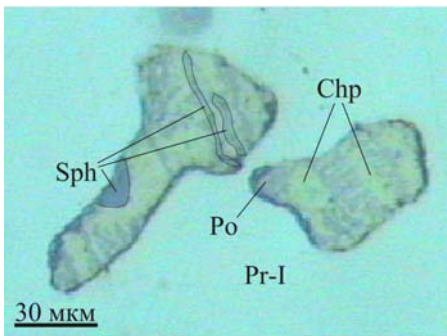


Рис. 9. Структури заміщення піротину халькопіритом.

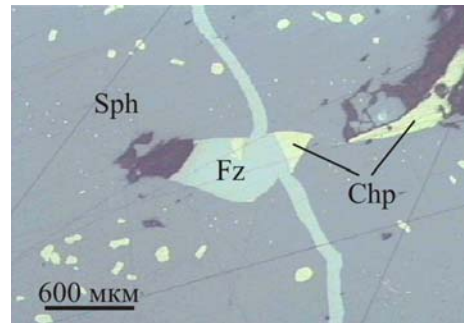


Рис. 10. Прожилок бляклої руди, що перетинає сфалерит і халькопірит; помітне вибірккове заміщення халькопіриту бляклою рудою.

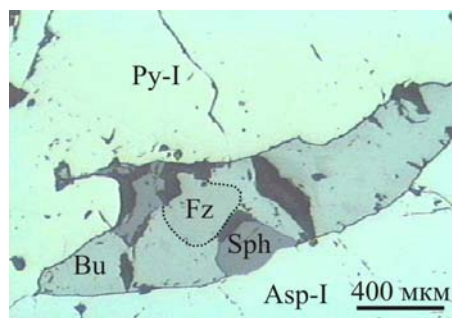


Рис. 11. Заміщення бляклої руди бурнонітом у тріщині в пірит-арсенопіритовому агрегаті.

Наведені вище спостереження свідчать про різку зміну умов мінералоутворення з кожним етапом деформацій. Тому періоди деформацій ми приймаємо за умовні межі етапів мінералоутворення. Упродовж кожного етапу формується одна або декілька мінеральних парагенетичних асоціацій. Кожній асоціації властиве сингенне або послідовне утворення мінералів на тлі еволюційної зміни параметрів рудоутворення (передусім aS_2 , f_{O_2} , pH, що фіксують за мінеральними рівновагами).

Як впливає з наведених вище спостережень і принципів, послідовність процесу мінералоутворення, що привів до становлення Бобріківського золоторудного родовища, на нашу думку, була такою:

1) діагенетичний пірит-0 у вигляді вкраплень, фрамбоїдів та гнізд піриту у вмісній породі;

2) органічна речовина (антраксоліт?), що формує тонкі лінзи по S-кліважних тріщинах;

3) **пірит-арсенопіритова мінеральна асоціація** – сингенні зростання піриту-I та арсенопіриту-I або ж самостійні агрегати кожного мінералу, що тяжіють до тріщин осьового кліважу (див. рис. 2). Коли простежили поширення цих мінералів у напрямі від тріщини до вмісної породи, то виявили певну закономірність: ближче до тріщини більше поширений пірит, а в напрямі до вмісної породи – арсенопірит. Ріст кристалів піриту й арсенопіриту відбувається у напрямі від тріщини до вмісної породи;

4) **анкерит-сидеритова мінеральна асоціація**, що супроводжує пластичні деформації вмісних порід. У складі її агрегатів часто є пірит-0 і I та арсенопірит-I. У метакристаллах піриту й арсенопіриту в таких випадках простежуються виразні структури тектонічної течії;

5) **кварц-пірит-піротин-сфалерит-галенітова мінеральна асоціація**. Агрегати цієї асоціації накладені по системі крихких тріщин на прожилки та гнізда ранніх асоціацій, у цьому разі зростає роль кварцу у формуванні агрегатів, а пірит і, менше, арсенопірит розчиняються і перекристалізуються, утворюючи пірит-II та арсенопірит-II в тісному просторовому зв'язку з кварцом (див. рис. 7). Під час цього процесу вивільняється об'єм, який заповнює агрегат сфалерит+галеніт+пірит-III± піротин (див. рис. 8). У цій асоціації часто трапляється буланжерит. Між зернами сфалериту, галеніту й піротину, а подекуди і кварцу простежуються виразні індукційні межі. В сфалериту часто є структури розпаду твердих розчинів (Fe,Zn)S у вигляді закономірно орієнтованих виділень гексапіротину;

6) **кварц-халькопірит-бляклорудно-золота мінеральна асоціація**. Характерною особливістю цієї асоціації є реакційні взаємовідношення між мінералами. Піротин і сфалерит інтенсивно заміщені халькопіритом (див. рис. 9). По тонких тріщинах крихких деформацій халькопірит заміщений бляклою рудою (див. рис. 10), а блякла руда, відповідно, – бурнонітом (див. рис. 11). Самородне золото часто просторово асоціює з піротином та бляклою рудою і галенітом (рис. 12).

Отже, процес рудоутворення на Бобріківському родовищі пов'язаний з деформаціями, про що свідчать текстурно-структурні особливості агрегатів і виділень рудних мінералів. Поява метакристалів піриту й арсенопіриту після тектонічної активності означає початок гідротермального процесу. Після цього тектонічні зрушення відбувались неодноразово, доказом чого є різновікові мінеральні парагенезиси, розділені періодами деформацій.

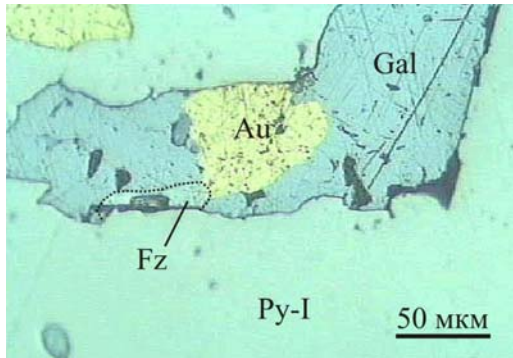


Рис. 12. Розвиток самородного золота і бляклої руди по виділеннях галеніту в піриті-II.

Кожна наступна фаза тектонічної активності супроводжувалась зміною умов середовища мінералоутворення. Умови мінералоутворення поступово змінювались від відновних (про що свідчить наявність графіту по ранніх кліважних тріщинах) на початку гідротермального процесу до окисних (у полі стабільності піриту).

Виявлено таку закономірність – пізні парагенезиси розвиваються в полі поширення пластичних деформацій піриту-I, які внаслідок наступної тектонічної активності під впливом галеніту і сфалериту приводять до перекристалізації й утворення піриту-II, а проміжна деформація, відповідно, найліпше сприяє руху розчинів через тріщинний простір у піриті й контролює розподіл самородного золота.

1. Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Емец Е.С. и др. Тектонофизическая модель формирования Бобриковского золоторудного месторождения (Донбасс) // Геофиз. журн. 1997. № 6. С. 43–57.
2. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С. та ін. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ. К., 2004.
3. Буряк В.А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа // Сов. геология. 1975. № 10. С. 35–48.
4. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, 1987.
5. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. К., 1975. Ч. 2.
6. Резников А.И., Прилипа Ю.А., Шульга А.Ф., Цыма Н.Т. Отчет о поисковых работах на золото в Донбассе (Нагольный кряж) 1976–1980: в 6 т. Т. 1. Ворошиловград, 1980. (Фонди СхідДРГП, м. Луганськ).
7. Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар Т.В. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України // Наук. праці Ін-ту фундаментальних досліджень. К., 2003.
8. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. Vol. 18. P. 1–75.
9. Passchier C.W., Trouw R.A. Microtectonics. Berlin–Hiedelberg, 1998.
10. Schaub P.M., Wilson C.L. The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah anticline, Bendigo, Victoria, Australia // Econ. Geol. 2002. Vol. 97. P. 351–370.

**REPRESENTATION OF DEFORMATIONS IN MINERAL AGGREGATES
STRUCTURE OF THE BOBRYKOVE GOLD DEPOSIT**

O. Tsaban, L. Skakun, O. Lytvynovych, R. Seredyak

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Signs of deformation activity, which are reflected in structural and textural features of mineral aggregates of the Bobrykove gold deposit, are described. Such signs occur in wall rocks, veins and in the mineral aggregates.

Key words: deformation, structure and texture of ore, mineral aggregate, black schist formation, pyrite, gold, Donbas.

Стаття надійшла до редколегії 02.10.2006

Прийнята до друку 01.11.2006