

УДК 552.4:553.4

О.В. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук,
С.М. Бондаренко, наук. співроб.,
Б.М. Іванов, канд. геол.-мінералог. наук,
В.О. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук,
В.С. Рябокін, наук. співроб.,
І.М. Бондаренко, наук. співроб.

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНА АКТИВІЗАЦІЯ ТА ЗОЛОТОРУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В МЕЖАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКУ (НА ПРИКЛАДІ РУДОПРОЯВУ ОВРАЖНИЙ, ЛИПНЯЖСЬКА СТРУКТУРА)

Подано дані щодо єдиного механізму рудоутворення в межах Липняжської структури, що спричинені процесами регіональної тектоно-магматичної активізації на рубежі 2000 ± 100 млн років. Протерозойська активізація, у свою чергу, зумовила об'ємну мобілізацію та міграцію рудогенних елементів із осередків генерації магми в екзоконтактні зони поширення вуглецевмісних метаморфічних порід.

This article discusses data on common mechanism of ore formation in Lypnyazka structure, that caused by regional processes of tectono-magmatic activation at 2000 ± 100 Ma. Proterozoic activation resulted in bulk mobilisation and migration of ore forming elements from sites of magma generation to the exocontact zones of carbonaceous metamorphic rocks distribution.

Постановка проблеми. Як відомо, в геологічній історії Землі умови локалізації більшості родовищ золота протерозойського етапу принципово відрізняється від архейського. Для архею характерно приуроченість руд золота до граніт-зеленокам'яних комплексів, вік яких становить 3,1–2,7 млрд років.

У протерозої відбувається різка зміна геодинамічних умов, яка виражається насамперед зниженням інтенсивності вулканізму та широким розвитком процесів седиментогезу, що призвело до утворення потужних кластогенних, хемогенних і біогенних формацій у підпорядкованій присутності вулканітів. Але не дивлячись на

© О.В. Грінченко, С.М. Бондаренко, Б.М. Іванов, В.О. Сьомка, В.С. Рябокін, І.М. Бондаренко, 2005

значну протяжність протерозойського періоду (близько 2 млрд років) формування більшої частини протерозойських золоторудних об'єктів мало місце у відносно звуженому інтервалі – 2,15–1,8 млрд років.

Практично на всіх докембрійських щитах з цим періодом пов'язана об'ємна тектоно-магматична активізація, яка могла супроводжуватись регіональним метаморфізмом, ультраметаморфізмом, гранітизацією та ремобілізацією рудної речовини. Формування родовищ золота відбувалося у ході Ебурнейського орогенезу (2105–2080 млн років) у Західній Африці, (родовища пояса Ашанті); орогенезу Убендіан (близько 2,1–2,0 млрд років), у південно-західній Танзанії; Трансамазонського орогенезу (2,2–1,9 млрд років) на кратонах Сан-Франциско, Конго та Гвіанському щиті; орогенезу Тапажос-Паріма (близько 2,10–1,85 млрд років) на західній окраїні Амазонського щита; Транс-Гудзонського орогенезу (1,9–1,8 млрд років) Північної Америки (родовище Хоумстейк); орогенезу Кеталідан (1850–1800 млн років) Гренландії; Свекофенського орогенезу (близько 1,9–1,8 млрд років) на південно-західній окраїні Карельського кратону. Деякі з цих районів вносять істотний вклад у світовий видобуток золота. Так, наприклад, тільки окремо взяті родовища золотоносного поясу Ашанті та родовище Хоумстейк за продуктивністю можуть конкурувати з найбільшими золоторудними об'єктами архейських граніт-зеленокам'яних провінцій, кратону С'юпіріор Канади та Йілгарн Австралії. На Українському щиті також спостерігаються металогенічні відмінності в поведінці золота в межах двох сусідніх геоблоків – Придніпровському та Кіровоградському.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Однією з особливостей докембрійських формацій західної та центральної частини Кіровоградського блоку Українського щита є широкий розвиток масштабних процесів гранітизації та ультраметаморфізму, з якими генетично пов'язані промислові концентрації не тільки золота, але й рідкісних металів (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn). Структурно більшість рудних об'єктів тяжіє до екзоконтактів куполоподібних утворень, масивів і зон дислокаційного метаморфізму. Особливо контрастно це проявлено в центральній частині Кіровоградського блоку в межах західного та східного крил лінійно витягнутого осьового підняття-антиклиналі, що формується Корсунь-Новомиргородським анортозит-рапаківгранітним плутоном та Новоукраїнським масивом порфіровидних гранітів і монзонітів. Звертає на себе увагу чітко виражена субмеридіональна орієнтація гранітоїдних масивів та тіл гранітоїдів у вигляді смуги завдовжки 300 км. На думку В.А. Крупеннікова [4], така загальна субмеридіональна орієнтація обумовлена розташуванням на території Кіровоградського блоку довго живої Канівсько-Новоукраїнської зони глибинних розломів, на правомірність виділення якої також вказують данні геофізичних досліджень, проведених В.Б. Соллогубом та А.В. Чекуновим [6]. Окрім процесів становлення мегаструктурних одиниць, а саме Корсунь-Новомиргородського (1750 млн років) та Новоукраїнського масивів (2100 млн років) у межах Кіровоградського блоку, також широко проявлені процеси магматичної активізації в західній (Звенигородсько-Ганнівській) та у східній (Кіровоградській) зонах розломів, що є можливими пограничними лініями центрального Канівсько-Новоукраїнського лінеamentу першого порядку. Найбільш масштабною та продуктивною в металогенічному відношенні була тектоно-магматична активізація віком близько 2000 ± 100 млн років, яка супроводжувалась процесами регіональної гранітизації та ультраметаморфізму супракрустальних товщ інгуло-інгулецької серії. В цьому проміжку часу в межах крил

осьової антиклиналі Кіровоградського блоку відбувалося становлення масивів калієвих порфіровидних гранітів кіровоградського комплексу: Чигиринського, Кіровоградського, Долинського, Бобринецького на східному крилі та Вознесенського, Новопавлівського, Михайлівського, Березівського та Липняжського – на західному.

Постановка завдання. Серед усіх вищезгаданих масивів, Липняжський є одним із найбільш типових за своїм положенням у регіональних тектонічних структурах, внутрішньою геологічною будовою та речовинним наповненням. Разом із тим він вигідно відрізняється від інших аналогічних структур щодо рудоносності. В екзоконтактичних зонах Липняжського масиву були встановлені чисельні прояви рідкіснометалевої (родовища літію: Північно-Станковатське, Надія, рудопроїви Липняжський) та золоторудної мінералізації (рудопроїви Овражний, Станковатий, Контактний, Степовий) (рис. 1).

Просторово Липняжський гранітоїдний масив тяжіє до Михайлівської тектонічної зони субмеридіонального напрямку, яка у свою чергу є одним із розгалужених фрагментів вище згаданої Звенигородсько-Ганнівської розломної структури. Тектонічний малюнок останньої визначається просторовим спряженням синформ дислокованого гнейсо-мігматитового субстрату інгуло-інгулецької серії та купольних структур і брахіантиклиналей Шевченківсько-Березівського гранітизаційного валу [3].

На думку більшості дослідників району, граніти Липняжського масиву належать до кіровоградського ультраметаморфічного комплексу, а їх формування пов'язане з пізньою інверсією Братської палеопротерозойської палеогеосинклиналі на межі 2100–2000 млн років [5].

Сам Липняжський масив у плані картується у вигляді антиклинального тіла витягнутої овальної форми, що орієнтується по довгій осі на північний захід. Крила цієї "складки" складені головним чином палеопротерозойськими гнейсами та амфіболітами камено-костоватської світи інгуло-інгулецької серії. Значна частина розрізу світи насичена жилоподібними тілами апліт-пегматоїдних гранітів. Падіння пластів круте (80–85°) і спрямоване від масиву, а на ділянках складчастого ускладнення набуває субвертикального напрямку.

У внутрішній будові Липняжського масиву спостерігається певна зональність. У центральній частині масиву відмічаються більш крупнозерністі різновиди автохтонних мікроклінових гранітів. Ближче до периферії вони поступово змінюються різнозерністими, більш меланократовими відмінами з рештками гнейсово-амфіболітового субстрату. Надалі до периферії граніти поступово переходять у тінюві, а потім і в смугасті, порізані мігматизовані, гнейси та амфіболіти. Слід зазначити, що вмісні супракрустальні товщі екзоконтакту, суттєво відрізняються від типових метаморфітів інгуло-інгулецької серії. Перш за все, відсутністю утворень гранулітової фації (піроксенових гнейсів), кальцифірів і поширенням у розрізах чисельних тіл ультрабазитів та рідкіснометалевих пегматитів. Супракрустальні товщі метаморфізовані в умовах амфіболітової та епідот-амфіболітової фації, а значна частина їх розрізу насичена жилоподібними тілами апліт-пегматоїдних гранітів.

Якщо ступінь геологічної вивченості умов локалізації та мінерального складу рідкіснометалевих пегматитів Липняжської структури можна вважати задовільним, то численні золоторудні прояви практично невідомі широкому загалу дослідників.

Рудні концентрації золота спостерігаються головним чином в екзоконтактичних зонах Липняжського масиву, які мають ширину від 2,5 до 5 км у західній та до 6–8 км у північних і східних частинах масиву.

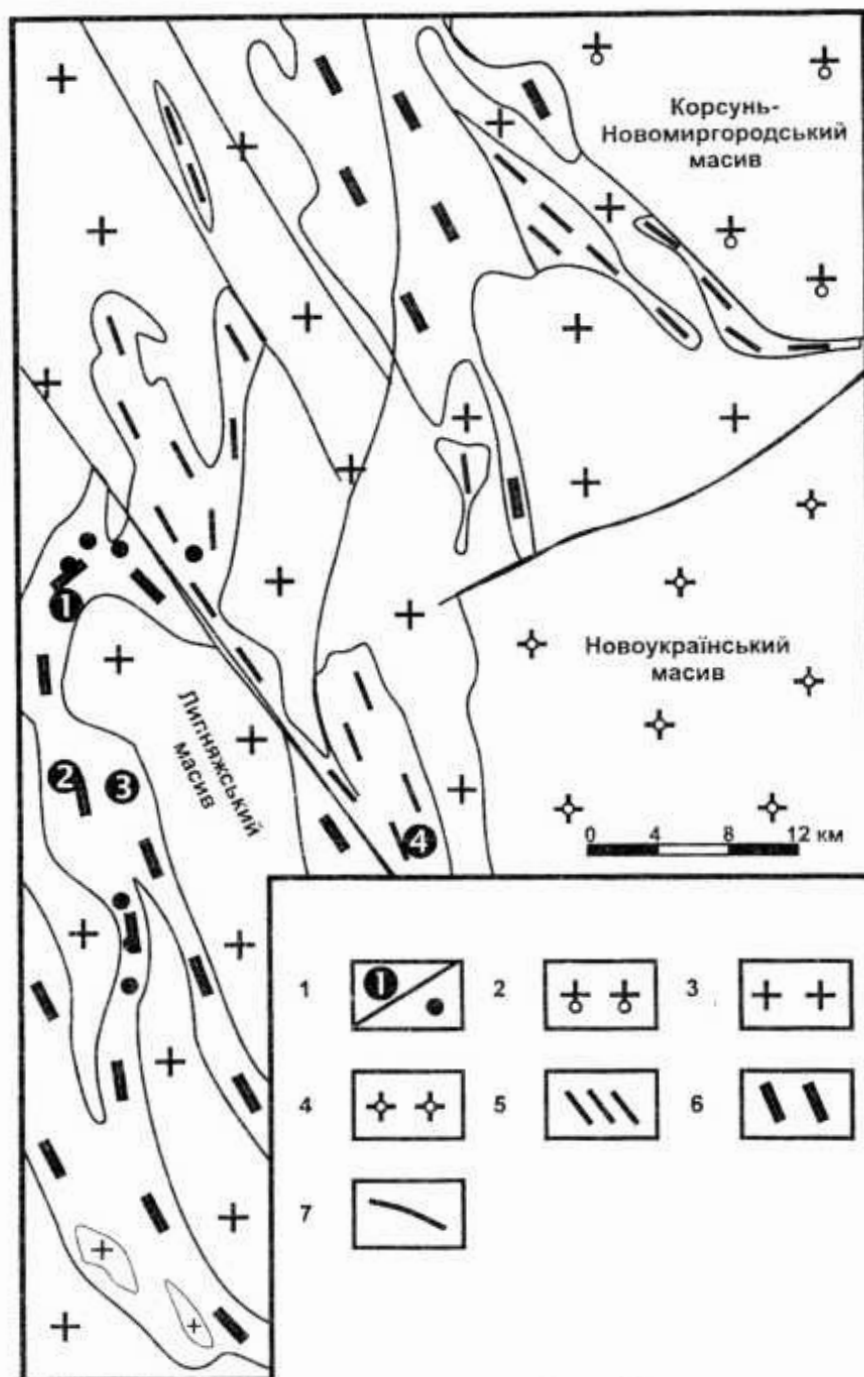


Рис. 1. Схематична геологічна карта розміщення Липняжського масиву

Умовні позначки: 1 – Рудопрояви та точки мінералізації, 2 – Корсунь-Новомиргородський комплекс: граніти рапаківі, основні породи, 3 – Кіровоградський комплекс: граніти та мігматити, 4 – Новоукраїнський комплекс: граніти, монзоніти, чарнокіти, 5 – Рошахівська світа: гнейси біотитові, гранат-біотитові, рідше кордієрит-біотитові, 6 – Кам'яно-костоватська світа: гнейси біотитові, гранат-біотитові, кордієрит-біотитові, графіт-біотитові, мрамори, кальцифіри, 7 – Тектонічні порушення Рудопрояви (номера у колах 1–4): 1. Овражний; 2. Станковатий; 3. Контактний; 4. Степовий

Серед цілого ряду рудопроявів золота, що розміщуються навколо Липняжського масиву, найбільш охарактеризованим і типовим на сучасному етапі геологічних досліджень є рудопрояв Овражний [1, 2], який у структурному плані приурочений до північно-західного крила замикавання Липняжської структури (рис. 1). Серед вмісних супракрустальних товщ екзоконтакту відмічаються різні за складом гнейси, амфіболіти, кварцити та різні гранітоїди й мігматити.

Гнейси найбільш поширені в пачках перешарування контрастних за складом порід. Характерною рисою гнейсів є те, що вони різною мірою збагачені графітом (від 1 до 40 %). Серед графітвмісних гнейсів і сланців виділяють графіт-біотитові, графіт-гранат-біотитові, графіт-амфібол-біотитові, графіт-силіманіт-гранат-біотитові різновиди. Потужність окремих пластів і пачок графітвмісних гнейсів змінюється від 1 до 50 м, а в окремих

випадках сягає 200 м. По простяганню окремі пласти можуть простягатися на сотні метрів.

Амфіболіти залягають частіше всього у вигляді пластів чи лінз, потужність яких змінюється у досить широкій межі, іноді сягаючи 40–60 м стовбурної потужності. Нерідко окремі тіла об'єднуються в пачки перешарування з гнейсами. Контакти амфіболітів із вмісними породами досить різні: в одних випадках вони різкі, в інших плавні, розпливчасті з утворенням проміжних перехідних порід.

Кварцити в межах рудопрояву формують лінійні тіла протяжністю до 300–400 м і потужністю від перших метрів до 60–70 м. У більшості випадків, це від крупно- до середньозернистих лінзовидно-смугасті породи, що інтенсивно катаклязовані та вкриті густою мережею тріщин. Характерною рисою кварцитів є їх нерівномірне збагачення реліктами мінералів супракрустальних вмісних по-

рід, обособленнями скарнів, збагачених графітом. Характер контактів кварцитів із гнейсами й амфіболітами та їх текстурно-структурних кварцитів дозволяють зробити висновок, що кварцити утворилися за рахунок зміни первинних супракрустальних товщ. Гранітоїди, включаючи і мігматити, можуть складати до 30–50 % об'єму типових розрізів гнейсів та амфіболітів. Мігматити мають більш широке поширення безпосередньо в зонах контакту з масивом, де вони входять до складу пачок перешарування з амфіболітами та гнейсами. Для ультраметаморфітів характерна присутність смуг меланосоми, які збагачені роговою обманкою та біотитом, а також лейкозоми, поданою аплітовидними плагіогранітами та пегматоїдними гранітами. Разом з аплітовидними гранітами в межах екзоконтактових зон зустрічаються середньокрупнозерністі біотитові граніти, а також крупногігантозерністі пегматити біотит-кварц-мікроклінового складу. Всі ці утворення пов'язані між собою поступови-

ми переходами. Однак, слід зазначити, що серед гранітоїдів підвищені вмісти золота не зустрічаються.

Загалом же в межах Овражного рудопрояву виявлено чотири зони розповсюдження золотого зруденіння протяжністю від перших сотень метрів до 1 км, змінної потужності від 1 до 100 м (рис. 2.) Як правило, зони приурочені до крутопадаючих контактів різних за складом метаморфічних порід, і значно рідше мінералізація фіксується серед ультраметаморфічних утворень. Залегання рудних зон завжди згідне з контактами вмісних порід. У більшості випадків не встановлюється наявності будь-якого літологічного контролю щодо розміщення. Зруденіння як правило характеризується поступовими переходами в безрудні ділянки. Але підвищені вмісти золота відмічаються і за межами рудоносних зон – головним чином у межах розвитку графітвмісних супракрустальних товщ.

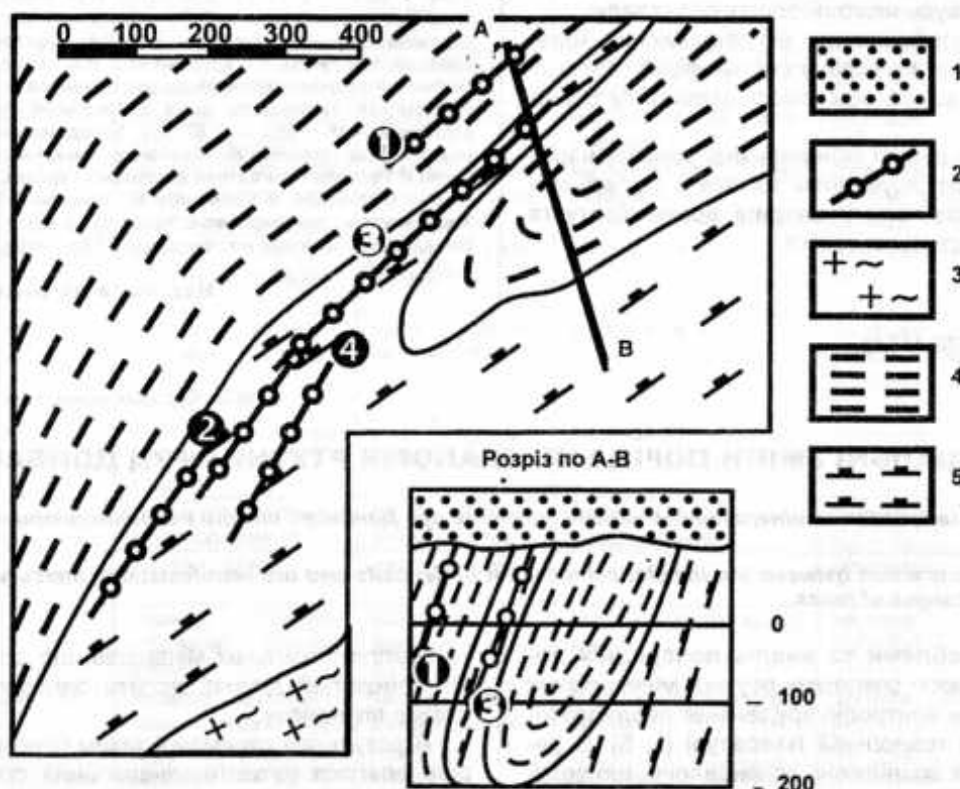


Рис. 2. Схематична геологічна карта рудопрояву Овражний: 1 – піски, суглинки, кора вивітрювання, 2 – золоторудні зони, 3 – мігматити, 4 – гнейси біотитові, графіт-біотитові, 5 – амфіболіти

В результаті проведених досліджень з'ясовано, що майже на всіх золоторудних об'єктах пов'язаних із Липняжською структурою, переважає золото-миш'яковий тип руд. Мінеральний склад руд цього типу, якщо взяти до уваги лише пороудоутворювальні силікати та основні золоторудні асоціації, досить простий і одноманітний.

Кварц, як головний жильний мінерал, у рудних тілах становить від 20 до 60 % загального об'єму. Залежно від вмісного субстрату, серед кварцу можлива присутність значної кількості реліктових мінералів. В окремих випадках, коли золоторудна мінералізація накладається на діопсидові скарни, кварц відсутній взагалі. Отже, для золото-миш'якового типу мінералізації рудопрояву наявність кварцу є не обов'язковим фактором і чисельні кварцеві прожилки досить часто виступають тільки в якості каналів-провідників, збагачених золотом розчинів.

По відношенню до золота виділяються три стадії рудного мінералоутворення, з певним набором стійких мінеральних компонентів: дорудна (оксидна) стадія, що представлена ільменітом; власне золоторудна (продуктивна), яка характеризується асоціаціями самородного

золота з арсенідами та сульфоарсенідами заліза, сульфідами, графітом, самородно вісмутом і телуридами, а також позрудна, що визначається розвитком деяких сульфідів, карбонатів і гідрооксидів заліза та титану.

На оксидній стадії широкий розвиток отримав ільменіт. На золоторудній стадії головними типоморфними мінералами є: льолінгіт, арсенопірит, самородне золото, самородний вісмут і телуриди. Серед супутніх мінералів найбільш поширені піротин, пірит, графіт, халькопірит, сфалерит та інші.

Льолінгіт є одним із найбільш ранніх за часом утворення членів золотовмісних асоціацій, хоча за своїм розповсюдженням у рудах він значно поступається арсенопіриту та сульфідам. Арсенопірит виступає в якості типоморфного (індикаторного) рудного мінералу в рудах золото-миш'якового типу. Особлива генетична функція цього мінералу полягає ще в тому, що основна маса золота концентрується безпосередньо в матриці арсенопіриту. Самородне ж золото по відношенню до арсенопіриту відкладалося з деяким запізненням. Про це свідчить цементация золотом між-

гранулярного простору роздробленого сульфоарсеніду заліза, а також вивпнення золотом мікротріщин в останньому. В рудах золота головним чином фіксується під мікроскопом у вигляді дрібнодиспергованих включень (4–20 мкм) у арсенопіриті та льолінгіті. Значення пробності золота досить постійні, межі коливання його незначні і становлять 790–910.

Висновки. Аналіз умов локалізації та особливостей мінерального складу рудопояв, пов'язаних із Липняжською структурою (рудопояви Овражний, Степовий, Контактний, Станковатий), а також низки інших рудопояв золота, розташованих у межах західної частини Кіровоградського блоку (Тимофіївський, Березівський, Ульянівський, Софіївський), дозволили встановити деякі загальні риси золоторудної мінералізації даного регіону:

- ✓ відсутність чітко вираженого літологічного контролю щодо розміщення золотого зруденіння, але в той же час приуроченість підвищених вмістів золота до збагачених графітом відмін будь-якого літологічного складу;

- ✓ широке розповсюдження вуглецьвмісних мінералів (графіт, шунгіт), сульфідів (халькопірит, пентландіт, сфалерит) та повна відсутність магнетиту серед акцесоріїв;

- ✓ переважання рудної мінералізації золото-миш'яковистого типу, з розташуванням золота у вигляді мікродиспергованих включень у матриці арсенопіриту та інших As-вмісних рудних мінералів;

- ✓ просторова приуроченість рудопояв золота до екзоконтактних ділянок гранітоїдних масивів, за майже повної відсутності вмістів золота в самих гранітоїдах.

Одноманітність умов локалізації низки рудопояв золота навколо Липняжської структури вказує на єдиний механізм рудоутворення, тісно пов'язаний із процесами формування гранітів у ході регіональної тектономагматичної активізації на межі 2000 млн років, які у свою чергу обумовили об'ємну мобілізацію та міграцію рудогенних елементів із осередків генерації гранітоїдної магми в екзоконтактні зони поширення вуглецьвмісних метаморфічних порід.

1. Иванов Б.И., Лисенко В.В. Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока: Научные основы прогнозирования, поисков та оценок родовищ золота // Материали міжнар. конф. – Львів, 1999. – С. 54–55. 2. Иванов Б.И., Лисенко В.В. Екзоконтактні метасоматити літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташлицького рідкіснометалевого району // Мін. ресурси України. – 2000. – № 4. – С. 11–13. 3. Комаров А.Н. Редкометалеві тектономагматичні зони Українського щита // Метаморфогенне рудоутворення низкотемпературних фазій і ультраметаморфізм – М., 1989. – С. 199–216. 4. Крупеников В.А. Каневсько-Новоукраїнський глибинний розлом – найбільша довгасто розвиваюча структура фундаменту Українського щита // Сквозні рудоконцентруючі структури. – М., 1989. – С. 97–104. 5. Недомолакин В.Ф. Ультраметаморфічні гранітоїди Братського синкліналя Кіровоградського блоку // Геологія і магматизм докембрію Українського щита – 2000. – № 6. – С. 204–206. 6. Соллогуб В.Б., Чежунов А.В., Трипольський А.А. Тектонічне районування Українського щита в світє даних глибинних геофізических дослідвань // Геол. журн. – 1972. – Т. 32, Вип. 4. – С. 3–11.

Надійшла до редакції 20.09.04