

О. Л. Александров, К. І. Деревська, В. О. Шумлянський

## ПРИХОВАНІ ІНТРУЗІЇ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДОНЕЦЬКОЇ СКЛАДЧАСТОЇ ОБЛАСТІ ТА ЇХ ЗВ'ЯЗОК З ГІДРОТЕРМАЛЬНИМ РУДОУТВОРЕННЯМ

(Рекомендовано акад. НАН України П. Ф. Гожиком)

По комплексу косвенных признаков в пределах центральной части Донецкой складчатой области (ДСО) выявлено четыре интрузивных тела. Локализация интрузивов в районе Михайловского золото-пиритового рудопроявления и Амвросиевской брахиантиклинали подтверждена тремя группами признаков – геофизическими, литогенетическими и геохимическими, а также гравитационным моделированием и моделированием тепловых потоков. Интрузия в районе Бобриковского золото-полиметаллического месторождения подтверждена группой геохимических признаков и гравитационным моделированием, а интрузия в районе Нагольного кряжа – группой геохимических признаков и частично геофизическими. Состав скрытых интрузий по геофизическим и геохимическим признакам определен как кислый (гранитоидный). Устойчивая парагенетическая связь магматизма с гидротермальным рудообразованием четко определяет комплекс поисково-прогнозных факторов эндогенного оруденения в пределах центральной части ДСО.

The set of indirect indicators allow to define locations of four intrusive bodies within the central part of the Donets Folded Area. Intrusive bodies beneath the Mykhailivske gold-pyrite ore occurrence and beneath the Amvrosiivska brachyanticline are confirmed with the set of three groups of indicators, including geophysical, lithogenetical and geochemical criteria. Intrusive body beneath the Bobrykivske gold-base metals deposit is confirmed with the group of geochemical criteria and additionally with the results of gravitational modeling. Intrusive body beneath the Nagolny Ridge is also confirmed with geochemical data and partially with geophysical criteria. Composition of all these intrusions is defined as granite. Stable paragenetic relationship between magmatism and ore formation clearly define the set of endogenic mineralization prospecting criteria.

### Вступ

Вивченню магматичних формацій, що поширені в межах Донецької складчастої області (ДСО), та окремих проявів магматизму присвячені роботи багатьох дослідників. Найбільш вичерпно і систематично ця інформація надана в публікаціях [3, 10] та дисертаційній роботі Н. В. Бутурлінова [4]. Проте деякі аспекти проблеми досі залишаються нез'ясованими. Наприклад, чому всі відомі в межах ДСО прояви магматизму, як синрифтові, так і наступних етапів, зосереджені у відносно вузькій смузі вздовж Південно-Донбаського розлому? Тривалий час ДСО вважалась амагматичним регіоном, попри появу час від часу повідомлень про знахідки чи то уламків магматичних порід різноманітного складу, навіть гранітоїдного (як відомо, нехарактерного для ДСО), чи то окремих локальних проявів магматизму (найчастіше дайок). Ці знахідки траплялись

практично на всій території регіону – в межах Нагольного кряжа, в центральній і північній частинах ДСО, але генеза магматичних порід найчастіше залишалась нез'ясованою.

### Огляд літературних джерел

Детальне вивчення поліметалічної мінералізації в Нагольному кряжі та на Амвросіївській брахіантикліналі, яке проводилось у 30–50-х роках минулого століття, поклато початок припущенням про існування в межах ДСО прихованих магматичних тіл. Усі дослідники одноставно наголошували на зв'язок рудоутворюючих процесів з магматизмом, проте не всі вбачали існування інтрузії безпосередньо під рудним полем; натомість, пов'язували зруденіння з достеменно відомими неподалік на півдні магматичними утвореннями. Зокрема, проф. Й. І. Танатар писав: "Месторождения цветных металлов Нагольного кряжа являются гидротермальными образованиями, связанными с интрузивными процессами, имевшими

место к югу от кряжа, в районе верховьев р. Тузлова, Дубовой, Малого Несветая и Крынки на юго-западе... В пользу генетической связи оруденения с указанными изверженными породами служит наличие серебра и золота в мончикитах и камптонитах р. Крынки, описанных Морозевичем, и постепенные переходы от базальтовых пород типа камптонитов и мончикитов до кварцевых ортофиоров" [16, с. 75].

Акад. М. Г. Світальський у доповіді на сесії Всеукраїнської академії наук 1935 р. також характеризував поліметалічні родовища Нагольного кряжа як "...гідротермальні утвори середньої жильної зони (мезотермальні) і характером прояву – криптобатолітові. ...обшир оруднення лежить на чималій відстані від магматичного вогнища, яке дало рудоносні розчини" [14, с. 1]. Джерелом рудоутворюючих розчинів він вважав лужні граніти: "...лужні граніти Надазов'я інтродували в період герцинської складчастості, – до цього тепер схилиються геологи, що вивчали цей район. Тоді з інтрузіями лужного граніту і можна зв'язати оруднення..." [14, с. 2]. Натомість, Є. К. Лазаренко заперечував такий зв'язок: "Но считать, что щелочные породы Приазовья являются родоначальной магмой Никитовских месторождений и месторождений Нагольного кряжа, было бы неправильно, так как, с одной стороны, неизвестны рудные месторождения, которые были бы генетически связаны с щелочной и щелочно-земельной магмой, с другой стороны – эти магмы не могли бы дифференцироваться до андезитов, которые представлены вдоль южной антиклинали Донецкого бассейна. Поэтому более правильно считать родоначальной магмой этих месторождений гранодиоритовую, производные которой в жильной форме имеют место вдоль тектонических зон, с которыми связаны рудные месторождения" [9, с. 21]. Є. К. Лазаренко також вважав приховані інтрузії дуже поширеними в межах ДСО: "Приуроченность изверженных пород Донбасса в основном к тем же структурным элементам, к которым приурочены и рудные месторождения, дает основание полагать, что как те, так и другие являются результатом магматической дифференциации одного и того же магматического очага, залегающего, вероятно, в виде гранитовых и гранодиоритовых массивов

вдоль антиклиналей и куполов Донецкого бассейна" [9, с. 30].

Ю. Ю. Юрк, описуючи Барило-Крепінське поліметалічне родовище, свідчить: "...гідротермальні розчини, які утворили кварцово-анкеритові рудовмісні жили описаного мною родовища, мали своїм джерелом те саме магматичне вогнище, яке було поставником магматичного матеріалу для утворення названих мною палеоандезитових або порфіритових жил" [21, с. 44]. Вік мінералізації, а отже, і магматичного процесу Ю. Ю. Юрк визначає як пфальцьський: "...утворення рудних жил описуваного родовища слід віднести до часу між пермом і тріасом або, скоріше – до нижнього тріасу" [21, с. 46].

О. А. Якжин в узагальнюючій монографії [22] доходить висновку, що безпосередньо пов'язувати зруденіння Нагольного кряжа з магматичними породами, виходи яких відомі неподалік, не можна, проте всі ці різновікові прояви магматизму він вбачає похідними від єдиного магматичного осередка, який він характеризує таким чином: "...интрузивное тело, давшее металлоносные растворы и не вскрытое эрозионным срезом, имеет, по-видимому, форму, вытянутую в направлении Главного антиклинала, в стороны от которого гидротермальная деятельность затухает" [22, с. 54]. Найменшу глибину залягання інтрузивних порід О. А. Якжин оцінює в 2–3 км, склад інтрузивів як кислий, вік як такий, що відповідає пфальцьській фазі герцинського тектогенезу.

Пізніше про парагенетичний зв'язок зруденіння з магматизмом також зазначали інші дослідники ДСО, зокрема В. І. Скаржинський [15]. Проте навіть припущень щодо локалізації магматичних тіл в літературі не знаходимо.

За даними наших досліджень в межах центральної частини ДСО присутні щонайменше чотири приховані інтрузії, дві з яких вперше описані нами 1996 р. у роботі [2] (рис. 1). З того часу ми проводили структурно-металогенічні дослідження в межах Ольховатсько-Волинцевської антиклиналі і на Єсаулівсько-Нагольчанському рудному вузлі. Нами отримано чимало нових даних з термобарогеохімії та ізотопної геохімії епігенетичного мінералоутворення і літогенетичних змін порід. Тому в цій статті ми на-

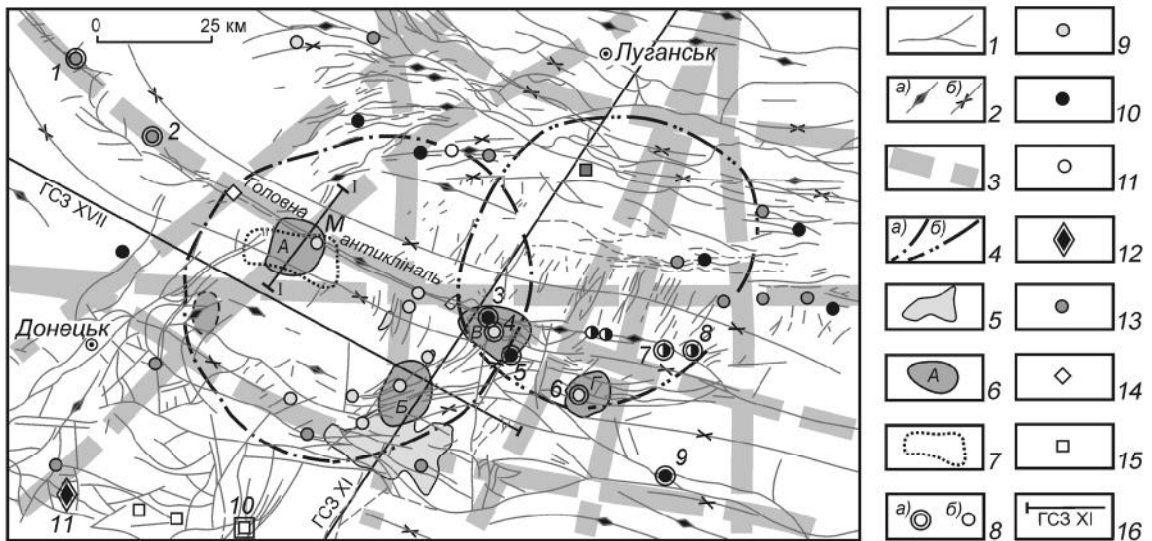


Рис. 1. Структурна схема домезозойської поверхні центральної частини ДСО з елементами мінерагенії  
 1 – диз'юнктивні порушення різних кінематичних типів за даними геологічного картування; 2 – осі плікативних структур: а) антиклінальних, б) синклінальних; 3 – глибинні розломи за геофізичними даними; 4 – кільцеві структури регіонального рангу: а) Шахтарська, б) Нагольчанська; 5 – ділянки поширення дайок Міуського лампрофірового комплексу; 6 – приховані інтрузивні тіла в товщі осадових порід; 7 – ділянка аномально високого палеотеплового потоку за даними В. О. Привалова та ін. [12]; 8 – а) родовища, б) рудопрояви; ендегенна мінералізація: 9 – золото (родовища: 4 – Гостробугорське, 6 – Бобриківське; М – Михайлівський рудопрояр); 10 – свинець і цинк (родовища: 3 – Єсаулівське, 7 – Нагольчанське, 9 – Барило-Крепінське); 11 – срібло; 12 – уран (родовище: 11 – Миколаївське); 13 – ртуть (родовища: 1 – Костянтинівське, 2 – Микитівське рудне поле); 14 – сурма; 15 – фтор (родовище: 10 – Покрово-Кирейвське); 16 – лінії розрізів

магалися узагальнити і систематизувати всі наявні на цей час дані з проблеми прихованих проявів магматизму в ДСО.

### Структурні ознаки прихованих інтрузій за результатами інтерпретації геофізичних матеріалів

Припущення щодо існування прихованих інтрузивних тіл було зроблено нами при аналізі геофізичних матеріалів центральної частини ДСО (району Михайлівського золото-піритового рудопроярів та Амвросіївської брахіантикліналі). Дві субізометричні негативні магнітні аномалії інтенсивністю до 50–100 нТл (відносно середнього рівня поля району), досить великої площі (до 100 км<sup>2</sup>) маркували місця найбільшого поширення та найбільшої інтенсивності гідротермально-метасоматичних змін порід карбону. В трансформованому гравітаційному полі, яке відображає щільнісні неоднорідності приповерхневої частини розрізу, тут спостерігались локальні субізометричні ділянки підвищення середнього рівня поля приблизно на 1–1,5 мГал. Проте візуальна інтерпретація

спостереженого поля в редуції Буге не виявляє тут жодних аномалій, окрім лінійного максимуму, зумовленого антикліналлю.

Фізичні властивості порід карбону на Михайлівському рудопрояріві детально вивчені роботами Донецької геофізичної експедиції (В. С. Зверев, Л. Д. Марков, 1994) по св. 5068 до глибини 500 м. За даними цих досліджень середня щільність пісковиків та аргілітів становить приблизно 2,7 г/см<sup>3</sup> для порід зони початкового метагенезу (від поверхні до глибини 370–380 м) та 2,72–2,75 г/см<sup>3</sup> для порід зони глибинного метагенезу (глибше 380 м). Враховуючи те, що поверхня зони глибинного метагенезу в районі Михайлівського рудопрояріву аномально наближена до поверхні (див. нижче), зазначені особливості гравітаційного поля вказують на дефіцит маси на глибині. Найбільш вірогідним поясненням уявляється присутність інтрузії гранітоїдного складу (щільністю 2,62–2,65 г/см<sup>3</sup>) з глибиною покрівлі майже 2 км від сучасного ерозійного зрізу. Саме за такими параметрами В. В. Гордієнком була обчислена гравітаційна модель інтрузії гранітоїдів для району Ми-

хайлівського золото-піритового рудопрояву [5] – "легке" інтрузивне тіло на глибині, а вище – досить малопотужний (до 1,5 км) шар ущільнених порід, які зазнали глибинного метагенезу через додаткове тепло від інтрузії. Ця модель показала повну відповідність спостереженому гравітаційному полю в редукції Буге масштабу 1:10 000. В цій же роботі В. В. Гордієнко наводить результати гравітаційного моделювання для району Бобриківського золото-поліметалічного родовища в Нагольному кряжі, згідно з якими він доходить висновку про існування тут такого самого інтрузивного тіла, але з трохи більшою глибиною покривлі приблизно 5 км.

В районі Амвросіївської брахіантикліналі перетинаються два профілі КМЗХ-ГСЗ: січний до головних структур ДСО XI та поздовжній XVII. Інтерпретація сейсмогеологічних розрізів по цих профілях разом з гравітаційним та магнітним полями дозволила досить достовірно відтворити положення інтрузивного тіла (рис. 2). Додатково це підтверджують дані швидкісного розрізу по профілю XI – локальне конформне підвищення положення ізоліній 4,0; 5,0 та 5,5 км/с допомагають визначити контур покривлі інтрузивного тіла на глибині приблизно 4 км від сучасного ерозійного зрізу. На профілі XVII в районі перетину з профілем XI спостерігаються похилі відбиваючі границі, незгідні з поверхнею нашарування порід. Це дозволяє пов'язувати їх з покривлею інтрузії (рис. 2).

### **Літогенетичні ознаки прихованих інтрузій**

Вірогідність структурної інтерпретації геофізичних матеріалів значно підвищується за наявності інших ознак магматичної діяльності. Серед групи геологічних ознак найбільш надійними є постдіагенетичні зміни порід, аналіз яких дає змогу відновити деякі риси палеогеотермальної історії району.

Оскільки осадова товща ДСО є вугленосною, регіональні закономірності поширення постдіагенетичних змін можна виявити за розподілом груп метаморфізму вугілля, який тут добре вивчений. Нашими дослідженнями пісковиків методом стадійного петрографічного аналізу встановлено від-

повідність між ступенем їх ката-метагенетичних змін і марками вугілля, яке вони вміщують [20]. Так, катагенетичні зміни пісковиків етапу пізнього катагенезу (>II та III ступені) відбуваються за максимальної температури відповідно 120 та 140°C і відповідають вугіллю марок Г, П, Ж (ступінь >II) і Ж, К, ПС (ступінь III). Температура змін етапу початку раннього метагенезу (>III) не перевищує 155°C, що відповідає вугіллю марки П. Етап раннього метагенезу (IV<sub>1</sub>) характеризується максимальною температурою 190°C (вугілля марки НА, А). Пізньометагенетичні перетворення порід (IV<sub>2</sub>) відбуваються за максимальної температури 300°C (вугілля марки А). На Kartі поширення груп метаморфізму... [8] збільшення метаморфізму простежується закономірно з північного заходу на південний схід і від крайових частин басейну до його центральної частини, де потужність осадового шару найбільша. Це означає, що в тій самій стратиграфічній верстві інтенсивність змін зростає зі збільшенням глибини її занурення в область більших температур і тиску. Тому поверхні ізометаморфізму мають січне положення до стратиграфічних границь з кутами нахилу, приблизно вдвічі меншими, ніж кути падіння порід. Така регіональна закономірність спостерігається всюди в межах ДСО. Це свідчить про те, що породи карбону та вугілля зазнали щонайменше двох етапів протометаморфізму: автокатагенез під час занурення верств та накладений ката-метагенез після початку інверсії тектонічного режиму і формування складчастості. Наступне складкоутворення призвело до більш крутих кутів падіння порід на крилах складок, ніж кутів падіння поверхонь ізометаморфізму вугілля.

Н. А. Овейсі [11], який вивчав катагенез і метагенез глинистих сланців середнього карбону в Донбасі, з'ясував, що ката-метагенетичні зміни порід ведуть до збільшення в сланцях вмісту новоутворених гідрослюди і польових шпатів. Це дало йому можливість визначити вік процесів катагенезу і протометаморфізму калій-аргоновим методом. Н. А. Овейсі довів, що "...метаморфізм глинистих сланців продуктивної товщі Донбасу відбувався в пфальцьську фазу герцинського орогенезу (P<sub>2</sub> – T<sub>1</sub>) 235 млн років тому. В цей же час відбулось становлення численних

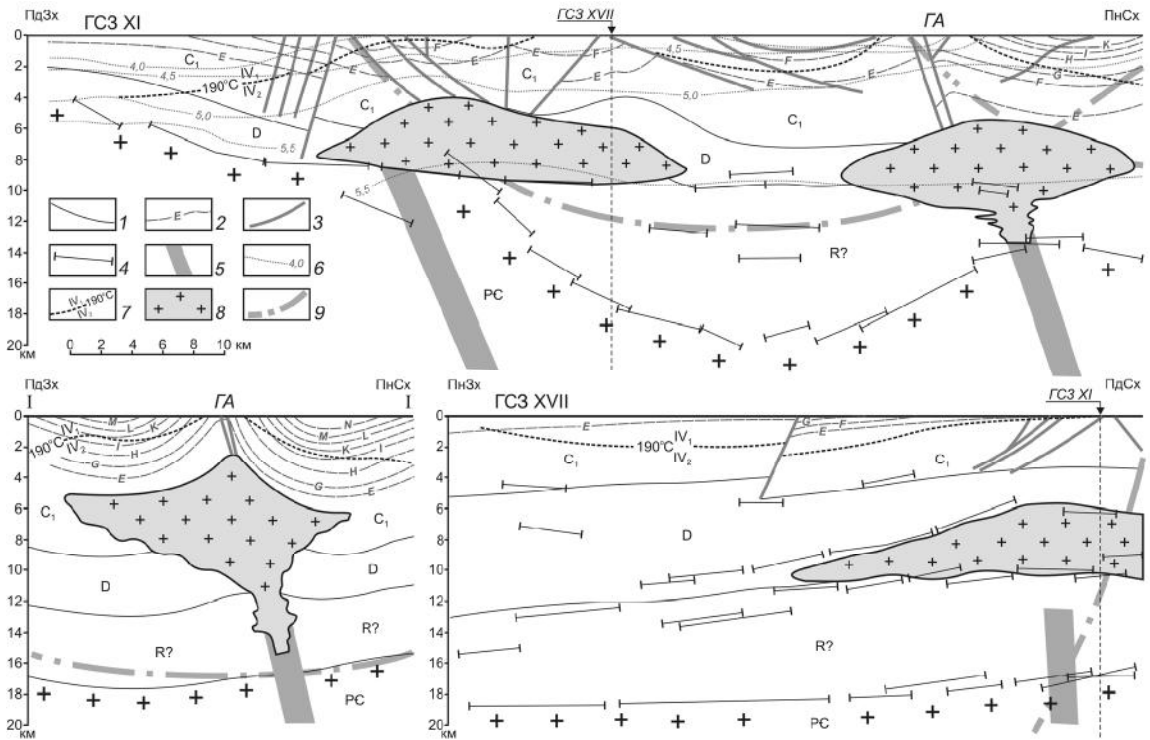


Рис. 2. Геологічні розрізи по лініях профілів ГСЗ XI, XVII та по лінії I–I

1 – стратиграфічні границі; 2 – горизонти маркуючих вапняків та їх індекси; 3 – закартовані розривні порушення; 4–6 – елементи сейсмогеологічних розрізів за даними ГСЗ-КМЗХ: 4 – відбиваючі границі; 5 – зони глибинних розломів; 6 – ізолінії швидкісного розрізу, км/с; 7 – палеоізотерма 190°C – границя зон початкового та глибинного метагенезу за даними петрографічного стадійного аналізу; 8 – приховані інтрузивні тіла гранітоїдів; 9 – положення на розрізах кінцевих розломів Шахтарської кільцевої структури; ГА – Головна антиклиналь

інтрузій магматичних порід, інтенсивно розвинутих в південно-західних районах Донбасу (Курахівська структура)" [11, с. 18].

Таким чином, головні процеси ката- і метагенезу (протометаморфізму) в Донбасі відбулися на етапі інверсії, що наближає їх до орогенного катагенезу. За таких умов інтенсивність катагенезу порід мало залежить від віку і глибини занурення товщ, а границі зон ката- і метагенетичних змін порід є січними до стратиграфічних границь. До етапу орогенного ката- і метагенезу породи карбону зазнали не більше, ніж пізній автокатагенез.

О. В. Усенко [17] на підставі петрографічних та мінералогічних особливостей магматичних порід стверджує, що глибина магмовідділення для Південно-Донбаського лужно-базальтоїдного комплексу (заальська фаза складчастості) знаходилася поблизу поділу кора – мантія, тоді як для андезит-трахіандезитового комплексу (пфальцьська

фаза) – безпосередньо в межах верхньої частини кори. Мабуть, підйом астеноліту до "корових" глибин – 40–100 км і визначив збільшення інтенсивності теплового потоку та орогенний ката- і метагенез порід. За даними О. В. Усенко, геотермічний градієнт на перших 10 км від поверхні під час метаморфізму становив 35°C на 1 км [17].

Курахівська структура, що знаходиться в південно-західній частині ДСО, є одним з прикладів локальних проявів накладеного ката-метагенезу порід за рахунок додаткового тепла інтрузій. Завдяки тому, що скупчення тіл шонкініту і плагіопорфіру виходить на сучасну поверхню, тут добре спостерігається ореольне розташування зон метаморфізму вугілля і, відповідно, зон перетворень вміщуючих порід навколо інтрузивів. У межах структури вугілля в світі С<sup>3</sup> має марки Г-Ж, що вказує на регіональні зміни етапу пізнього катагенезу. При наближенні до інтрузивів ступінь змін зростає до IV<sub>2</sub> (пізній

метагенез), марки вугілля відповідно змінюються до А. Г. Г. Жернова, досліджуючи магматермічний метаморфізм вугілля у Південному Донбасі [7], дійшла висновку, що зона безпосереднього контактного впливу інтрузій здебільшого не перевищує десятків сантиметрів (іноді перших десятків метрів); перетворення відбувались досить швидко за температури не більше 800°C. Тобто, увесь ореол змін у районі Курахівської структури, розміри якого сягають двох десятків кілометрів, утворився під дією тепла остигаючих інтрузивів так само, як і при нормальному регіональному метаморфізмі.

Саме такі субізометричні локальні ділянки підвищення ступеня постдіагенетичних перетворень порід (так звані "термальні куполи") вказують на додаткові теплові потоки, джерелами яких були приховані інтрузивні тіла. Одна з таких структур виявлена нами в районі Михайлівського золото-піритового рудопроаяу між східним закінченням Волинцівського водосховища і східним флангом рудопроаяу. Тут уздовж склепіння Ольховатсько-Волинцівської антикліналі на поверхню виходять відклади, що зазнали початкового метагенезу (ступінь IV<sub>1</sub>). На заході ділянки Гостра Могила вже на глибині 50–70 м пісковики середнього карбону мають ознаки змін ступеня IV<sub>2</sub> (глибинний метагенез). За 500 м на південний схід ті самі відклади до глибини 380–390 м знаходяться в зоні початкового метагенезу, нижче спостерігаються зміни, що відповідають ступеню глибинного метагенезу. Далі на південний схід, де на поверхню виходять стратиграфічно нижчі горизонти карбону, породи зазнали лише початкового метагенезу до глибини 500 м. На південному заході, на крилі Ольховатсько-Волинцівської антикліналі границя між зонами IV<sub>1</sub> та IV<sub>2</sub> знаходиться на глибині 350 м. Таким чином, тут спостерігається склепіннеподібне положення границі глибинного метагенезу, яке вказує на розташоване нижче локальне джерело тепла, тобто інтрузивне тіло.

Подібний "термальний купол" спостерігається також в районі Амвросіївської брахіантикліналі. Тут локальна ділянка посилення метаморфізму вугілля до марки А<sub>2</sub> вказує на існування підвищеного палеотеплового потоку. Просторовий збіг цієї ділянки, як і "термального куполу" в районі Михайлівського золото-піритового рудопроаяу,

з ознаками прихованих інтрузій за геофізичними даними підвищує вірогідність саме такої їх інтерпретації.

Для прихованих інтрузій в районі Михайлівського золото-піритового рудопроаяу та Амвросіївської брахіантикліналі (рис. 2) В. В. Гордієнком були розраховані теплові моделі конвекції над інтрузивними тілами [1], які враховували вплив стаціонарного платформного розподілу температур близько 200 млн років тому, а також вплив нестационарних джерел тепла, пов'язаних з герцинською субгеосинкліналлю, кімерійською активізацією, інтрузивними тілами. Температури визначені як сумарні від кондуктивного та конвективного теплопереносу; останній діяв наприкінці процесу. Було визначено, що прогрів від вторгнення інтрузивного тіла забезпечує локальне підвищення фронту ізо-метаморфізму порід (в даному випадку границі між зонами раннього і глибинного метагенезу) на майже 2,5 км, тобто на Михайлівському золото-піритовому рудопроаяві ця границя з урахуванням сучасного ерозійного зрізу має знаходитись біля денної поверхні, що ми насправді і спостерігаємо. Загалом, модельні розрахунки виявили добре узгодження з реальними температурами постдіагенетичних перетворень порід (230°C для глибинного метагенезу) та визначеними температурами утворення метасоматитів та рудних мінералів у зоні конвекції (360–300°C для дорудної березитової асоціації та 300–260°C для рудосупроводжувачих донбасит-анкеритових метасоматитів).

### **Геохімічні ознаки прихованих інтрузій**

По-перше, маємо відмітити, що майже всі відомі в межах центральної частини ДСО родовища, рудопроаяви та прояви мінералізації тягнуть до метагенетичних "термальних куполів". Це Михайлівський золото-піритовий рудопроаяв, група рудопроаявів і проявів мінералізації в районі Амвросіївської брахіантикліналі, Бобриківське золото-поліметалічне родовище. Щодо решти родовищ і рудопроаявів Нагольного кряжа, наявність "термального купола" нами наразі не підтверджена через неможливість вивчення постдіагенетичних перетворень порід по керну свердловин і відсутність магнітометричних

зйомок належної якості (аномалії трансформованого гравітаційного поля тут подібні до таких на Михайлівському рудопрояві і в районі Амвросіївської брахіантикліналі).

Руди родовищ і рудопроявів золотосульфідної рудної формації в центральної частині ДСО містять мікрокількості типоморфних мінералів, нехарактерних для родовищ, утворених тільки метагенетичними розчинами. До них належать церит, ферберит, каситерит, а також рідкісноземельні фосфати метасоматитів лиственіт-березитової формації, які вказують на "магматичне" джерело рудної речовини.

*Ізотопний склад кисню мінералів* також свідчить про "магматичне" джерело рудоутворюючих розчинів. Так, на Михайлівському золото-піритовому рудопрояві температура гомогенізації газиво-рідинних включень (ГРВ) у кварці коливається в інтервалі 360–295°C, а в анкериті – 300–260°C. Ізотопний склад кисню рівноважної води розчинів, розрахований для цих температур, характеризується  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  від +4,4 до +5,7‰. Для кварцу другої (сульфідно-сульфосольної) стадії температури гомогенізації ГРВ змінюються від 260–220 до 230–140°C. Температури гомогенізації ГРВ з кварцу прожилків зі сфалеритом, галенітом становлять 240–220°C, з буланжеритом і піритом – від 225 до 220°C. Розрахунки ізотопного складу кисню рівноважних вод рудоутворюючого розчину виявляють  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  у вузьких межах – від +3,1 до +4,7‰. Загалом, ізотопний склад кисню вод мінералоутворюючого розчину подібний як на дорудній стадії березитизації, так і на сульфідно-сульфосольній стадії, а за тісним діапазоном варіацій  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  близький до ізотопного складу кисню магматогенних розчинів, можливо, слабо розбавлених метеорними водами.

В межах Єсаулівсько-Нагольчанського рудного вузла результати 23 визначень ізотопного складу вод рудоутворюючих розчинів  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  поділені на три групи: 1) від +4,0 до +10,7‰, яка приблизно відповідає магматичним водам; 2) від 0,0 до +4,0‰, що відповідає змішаним водам; 3) від 0,0 до –3,5‰, яка є близькою до метеорних вод. Поля вод першої групи показують місця надходження "магматичних" розчинів, а третьої групи – надходження метеорних вод. Більшість рудопроявів золота тут укладається в поле з  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  понад +4,0‰.

На Бобриківському родовищі перша рудна асоціація (345–294°C) характеризується  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  від +8,3 до +4,5‰. Кварц другої рудної асоціації (280°C) відкладався з розчину, вода якого мала  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  +7,8‰. Третя рудна асоціація характеризується значеннями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  для анкериту (240°C) +4,5‰ і кварцу (180°C) +1,9‰. Значення  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  хлориту (+8,8‰) та дикіту (+12,4‰) лежать в тих же межах, що дикіту і донбаситу Михайлівського рудопрояву. Оскільки вважається, що в магматичних водах  $\delta^{18}\text{O}$  становить від +5,5 до +10,0‰ [18], то можна припустити, що при утворенні мінералів першої і другої рудних асоціацій переважало магматичне джерело розчинів, а третьої – домінували змішані (магматичні і метеорні) води.

*Ізотопний склад вуглецю*  $\text{CO}_2$  з ГРВ у кварці з анкерит-кварцових жил усіх трьох стадійних мінеральних асоціацій на Михайлівському рудопрояві варіює у вузькому діапазоні значень  $\delta^{13}\text{C}$  – від –5,9 до –7,7‰ і свідчить про глибинне походження вуглецю. Подібні значення  $\delta^{13}\text{C}$  отримані нами і на Бобриківському родовищі (–6,5‰; –6,8‰; від –6,7 до –11,1‰ відповідно для I, II та III стадійних мінеральних асоціацій).

*Ізотопний склад сірки* піриту  $\delta^{34}\text{S}$  на Михайлівському рудопрояві коливається від –2,2 до +3,5‰ (в середньому –0,4‰). На Бобриківському родовищі для ранньої мінеральної асоціації  $\delta^{34}\text{S}$  сфалериту становить –0,4‰, арсенопіриту –0,8‰, для більш пізньої мінеральної асоціації  $\delta^{34}\text{S}$  галеніту – від –5,4 до –6,2‰. Пірит характеризується  $\delta^{34}\text{S}$  –5,1‰, а найбільш пізній має  $\delta^{34}\text{S}$  –8,8‰.

В межах Єсаулівсько-Нагольчанського рудного вузла пірит Гостробугорського золоторудного родовища характеризується  $\delta^{34}\text{S}$  від –1,3 до –0,2‰, а арсенопірит з прожилку має  $\delta^{34}\text{S}$  +0,6‰. Ці дані відповідають ізотопному складу сірки Михайлівського золото-піритового рудопрояву та раннього арсенопіриту і сфалериту Бобриківського родовища.

Сфалерит з жили "Надія" (центральна ділянка Нагольчанського родовища) і буланжерит з Єсаулівського родовища мають  $\delta^{34}\text{S}$  відповідно –4,6 та –4,9‰. Це відповідає ізотопному складу галеніту ( $\delta^{34}\text{S}$  від –5,4 до –6,2‰) та піриту ( $\delta^{34}\text{S}$  від –5,1 до –8,8‰) пізніх мінеральних асоціацій Бобриківського золото-поліметалічного родовища.

Ізотопний склад сірки вказує на глибинне високотемпературне гомогенне джерело, а його полегшення для пізніх асоціацій може свідчити про підвищення фугітивності кисню наприкінці рудоутворення. Єсаулівське і Нагольчанське родовища, як і Бобриківське, утворились в умовах підвищеної фугітивності кисню у розчинах, тоді як Гостробугорське і Михайлівський золото-піритовий рудопрояв – на більшій глибині, в умовах низької фугітивності кисню.

## **Обговорення результатів досліджень**

Наведемо ще одне свідчення теплового впливу прихованого інтрузивного тіла в районі Михайлівського золото-піритового рудопрояву. Міжнародна група дослідників на чолі з В. О. Приваловим виконала моделювання давніх теплових потоків на основі дослідження відбиваючої здатності вітриніту в аншлифах з проб вугілля [12]. Проби були відібрані зі свердловин у трьох районах ДСО, в тому числі і Чистяково-Сніжнянському в центральній частині ДСО. Дослідженнями, зокрема, виявлено ділянку підвищеного теплового потоку (175–200 мВт/м<sup>2</sup>), яка практично відповідає положенню описаного нами інтрузивного тіла (рис. 1). Автори співвідносять цей палеотермальний прояв з пфальцькою "термальною подією", що відбулася на границі пермі і тріасу, і висловлюються на користь високої вірогідності існування прихованої інтрузії. Окрім цього, тут розташована локальна ділянка найбільшої проникності порід, яка виникла внаслідок розтягування під час зсуву вздовж Центрально-Донбаського розлому ("пулапарт", за В. О. Приваловим [13]), що сприяло інтенсивній конвекції і розвантаженню рудоутворюючих розчинів.

Привертає увагу структурний контроль усіх прихованих інтрузивних тіл двома кільцевими структурами – Шахтарською і Нагольчанською (рис. 1). Як ми показали раніше [1], каркасні елементи цих структур являють собою конічні трансковрові розломи, які добре простежуються на сейсмогеологічних розрізах по профілях ГСЗ. Зважаючи на те, що енергогенеруючі центри цих двох структур розташовані поблизу границі Мохоровичича, виникнення цих структур, мабуть, слід віднести до заальської фази герцинського циклу

тектогенезу, коли мантійний астеноліт досягнув підкорових глибин [6, 17]. У пфальцьку фазу ці структури безпосередньо впливали на процеси складкоутворення – ми бачимо успадкування деякими локальними розломно-складчастими структурами кільцевих тектонічно послаблених зон. Як відомо, пфальцьська фаза завершилась формуванням андезит-трахіандезитового магматичного комплексу у проміжок часу 230–200 млн років тому. Таким чином, вторгнення гранітоїдних інтрузивів як кінцевих продуктів диференціації магми можна датувати приблизно 200 млн років, що збігається з визначеннями віку гідротермальних рудоутворюючих процесів у ДСО [19]. Аналіз структурної схеми (рис. 1) показує, що магмопідвідну роль для прихованих інтрузій відігравали розломи кільцевих структур. Інтрузивні тіла локалізовані у тектонічних вузлах, утворених перетином глибинних розломів "донбаського" напрямку з січними, переважно субмеридіональними або північно-східного простягання. Інтрузиви сформувались на глибині приблизно 6 км від поверхні, починаючи з якої термобаричні умови забезпечували існування рідкого гранітоїдного розплаву [6].

Обсяг порід, знищених ерозією, оцінений нами раніше за різними показниками, становить для району Михайлівського рудопрояву 3,5–5,5 км [1]. Тому покрівля інтрузивного тіла має знаходитись на глибині приблизно 2 км від сучасної поверхні, що і було підтверджено зазначеними вище результатами гравітаційного моделювання і моделювання теплових потоків.

Приховані інтрузії в якості джерела тепла забезпечували діяльність гідротермальних конвекційних комірок. У процесах рудоутворення брали участь води різного походження, які за температури 800°C знаходились у рівновазі з магматичними водами, про що свідчать результати ізотопних аналізів.

## **Висновки**

Таким чином, за комплексом непрямих ознак у межах центральної частини ДСО виявлено щонайменше чотири прихованих інтрузивних тіла. Локалізація інтрузивів у районі Михайлівського золото-піритового рудопрояву та Амвросіївської брахіантикліналі підтверджена трьома групами ознак – геофізичними,



літогенетичними та геохімічними, а також гравітаційним моделюванням і моделюванням теплових потоків. Інтрузія в районі Бобриківського золото-поліметалічного родовища підтверджена групою геохімічних ознак і гравітаційним моделюванням, а інтрузія в районі Нагольного кряжа – групою геохімічних ознак і частково геофізичними.

Склад прихованих інтрузій за геофізичними і геохімічними ознаками визначений як кислий (гранітоїдний).

Стійкий парагенетичний зв'язок магматизму з гідротермальним рудоутворенням чітко окреслює коло пошуково-прогнозних факторів ендегенного зруденіння в межах центральної частини ДСО.

1. Александров А. Л. Структурная модель земной коры региона Донбасса и некоторые аспекты металлогении // *Наук. пр. Ін-ту фундамент. досліджень*. – К.: Логос, 2008. – Вип. 13. – С. 47–60.
2. Александров А. Л., Гордиенко В. В., Деревская Е. И. и др. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. – Киев: Изд-во Ин-та фундамент. исслед. Укр. науч. ассоц., 1996. – 74 с.
3. Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы / Ред. В. И. Гоньшакова. – М.: Недра, 1973. – 296 с.
4. Бутурлинов Н. В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Киев, 1979. – 53 с.
5. Гордиенко В. В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. – Киев: Интеллект, 1999. – 100 с.
6. Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. – Киев, 2003. – 147 с.
7. Жерновая Г. Г. Магматермический метаморфизм углей Южного Донбасса. – Киев, 1989. – 47 с. – (Препр. / Ин-т геол. наук АН УССР; 89-16).
8. Карта распространения групп метаморфизма углей украинской части Большого Донбасса (на поверхности карбона). – Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. В. С. Попов. – Киев, 1966.
9. Лазаренко Е. К. К металлогенической характеристике Донецкого бассейна // *Тр. Воронеж. ун-та. Геол.-почв. отд.* – 1939. – Т. 11, вып. 2. – 31 с.
10. Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба В. И. Минералогия Донецкого бассейна. – Киев: Наук. думка, 1975. – Ч. 1. – 254 с.
11. Овейси Н. А. Катагенез и протометаморфизм глинистых сланцев среднекаменноугольных отложений Донбасса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1968. – 19 с.
12. Привалов В. А., Саксенхофер Р., Жикаляк Н. В. и др. Тепловые потоки в геологической истории Донбасса: результаты моделирования // *Наук. пр. ДонНТУ. Сер. гірн.-геол.* – 2001. – Вип. 32. – С. 14–21.
13. Привалов В. О. Тектонотермальна еволюція Донецького басейну: Автореф. ... д-ра геол. наук. – Дніпропетровськ, 2005. – 36 с.
14. Світальський М. Г. Тези доповіді "Нагольний кряж". – К., 1935. – 3 с.
15. Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. – Киев: Наук. думка, 1973. – 204 с.
16. Танатар И. И. Геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Нагольного кряжа (в Донбассе) // *Пробл. сов. геологии*. – 1934. – № 4. – С. 61–78.
17. Усенко О. В. Тепловий потік та глибинні процеси в тектоносфері Донбасу: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К., – 1999. – 19 с.
18. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
19. Шумлянський В. А. Киммерійська металлогенічна епоха на території України. – Київ: Наук. думка, 1983. – 220 с.
20. Шумлянський В. О., Деревська К. І., Дудар Т. В. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. – К.: Знання України, 2003. – 272 с.
21. Юрк Ю. Ю. Прояви поліметалічного зруденіння на Амвросіївсько-Аграфеновському антиклінальному піднятті // *Геол. журн.* – 1937. – Т. 4, вип. 1. – С. 29–49.
22. Якшин А. А. Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного кряжа. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – 60 с. – (Тр. Ин-та геол. наук. – Сер. руд. месторождений (№ 14); Вып. 65).

Ін-т геол. наук НАН України,

Київ

Нац. наук.-природн. музей НАН України,

Київ

Ін-т фундамент. досліджень Укр. наук. асоц.,

Київ

E-mail: alex2ce@gmail.com

Стаття надійшла

21.09.11