

## СКЛАДКИ ВИСОКИХ ПОРЯДКІВ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Л. Генералова

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4*

Останнім часом дослідники зосередили увагу на вивченні просторової орієнтації осей і шарнірів складок високих порядків у Гуцульському блоці Українських Карпат. Результати обробляли на сітці Вульфа та планісфері Проніна за методикою М. Гзовського. Аналізували морфологічні типи складок за відомими класифікаціями. Ми виконали польові дослідження у Скибовій, Кросненській, Чорногорській та Поркулецькій структурно-фаціальних зонах Українських Карпат.

У розрізах Скибової та Кросненської структурно-фаціальних зон (СФЗ) домінують породи верхньокрейдово-міоценового віку. Для Чорногорської СФЗ характерні стратони нижньокрейдово-палеогенового віку, для Поркулецької – нижньокрейдові. Структурно-фаціальні зони представлені породами з різними тектонофізичними властивостями. В усіх структурно-фаціальних одиницях некомпетентними є пісковики (стрийська, ямненська, білотисенська світи), жорст'яники, конгломерати (буркутська товща), компетентними – аргіліти, силіцити (“роговики”), мергелі, вапняки, зокрема так звані смугасті.

Масові вимірювання елементів залягання порід дали змогу визначити такі параметри: азимут падіння – 50–60°, кут падіння – 60–80°, залягання нормальне і перекинута; азимут падіння – 220–230°, кут падіння – 20–50°, залягання нормальне; азимут простягання осей складок високих порядків – 330–150°. За результатами статистичного аналізу вимірювань елементів складок високих порядків усіх СФО, незважаючи на різний вік порід та їхні тектонофізичні характеристики, чітко виділено два різновиди складок: з горизонтальними й полого нахиленими шарнірами та з вертикальними і круто нахиленими шарнірами. Серед перших, достатньо поширених і різноманітних, за положенням осьової поверхні та формою замка зафіксовано всі типи складок, які відомі за вживаними нині класифікаціями. Складки з полого нахиленими шарнірами орієнтовані на південний захід і занурені в цьому ж напрямі. Відкриті симетричні складки з ідеальними горизонтальними шарнірами достатньо рідкісні. Ширина таких складок, складених пісковиками, становить 5–10 м. Їхні крила нахилені під кутом 30–40°. За формою замка це аркоподібні структури, за співвідношенням потужностей шарів пісковиків на крилах і в замку – концентричні. Шари пісковиків будиновані. Розмір будин залежить від потужності шарів і змінюється від десятків сантиметрів за довгою віссю до 1,0–1,5 м. Осі будин часто паралельні до шарнірів складок. Це дає підстави для припущення про зіскладчасту природу будинажу.

Серед першої групи складок розвинені асиметричні. Кути нахилу їхніх крил значно перевищують 35–40°. Трапляються складки, у яких одне крило нахилене під кутом 35°, тоді як друге вертикальне або перекинута. Є також ізоклінальні складки, у яких осьові поверхні і крила паралельні, вертикальні або нахилені. Однак частіше вони перекинуті аж до утворення лежачих складок. Осьові поверхні спряжених ізоклінальних складок не завжди паралельні між собою; іноді

вони нахилені в один бік, проте під різними кутами. Складки нахилені, головню, на північ–північний схід, у бік генеральних насувоутворювальних рухів, які формували структуру Українських Карпат. Хорошим прикладом є низка складок у фронтальній частині Сколівської скиби, які зафіксовано по р. Прут між південно-західною околицею с. Микуличин і північно-східною с. Татарів. У цю частину тераси, складеної ритмічно-циклічним перешаруванням пісковиків, алевролітів і аргілітів стрийської світи, виявлено групу складок, перекинутих і нахилених за азимутом 50–60°. Південно-західні крила складок часто зірвані й насунуті.

Межі між структурно-формаційними одиницями марковані насувами, і вони мають структурний статус покривів. У фронті покривів (СФЗ) наявні, зазвичай, асиметричні високі ізоклінальні складки, у тилкових (і щитових) частинах – симетричні високі рівномірні та плоскі аркоподібні, шевронні й коробчасті.

Осі складок з горизонтальними та полого нахиленими шарнірами бувають повернуті в плані щодо фонових на 45–90° проти годинникової стрілки. Такий характер повороту осей складок і осьових поверхонь ідентичний до флексуроподібного вигину шарів поблизу зон лівих зсувів північно-східного простягання. У деяких відслоненнях у розгорнутих складках добре помітні перекаат осей і зміна форми замків. Найчастіше центральні складчасті форми гострі, симетричні або нахилені, зовнішні – аркоподібні до коробчастих (у силіцитах), нахилені, перекинуті до лежачих.

Складки з вертикальними та круто нахиленими шарнірами (аксинокліналі) представлені різними типами. Часто фіксують початкові форми розвитку таких структур у вигляді гофрування шарів, які круто падають (правий борт р. Прут, смт Яремча). Осьова поверхня аксинокліналей, як і шарнір, вертикальна й орієнтована нормально до первинного простягання крутоспадного шару (р. Прут, с. Дора; р. Чорна Тиса, с. Устеріки).

Залежно від положення крил щодо осьової поверхні простежують відкриті аксинокліналі та щільно стиснуті, коли крила паралельні одне до одного та до осьової поверхні (р. Прут, с. Дора). У цьому разі крила аксинокліналей бувають настільки щільно стиснуті, що за відмінностями в елементах залягання крил ці складки неможливо виявити. Справжню форму складок простежують у зрізах, нормальних до шарніра. Складки з крутими шарнірами просторово орієнтовані на північний схід, ортогонально до полого нахилених.

## **ПРИНЦИПИ ВИДІЛЕННЯ, ХАРАКТЕРНІ ОСОБЛИВОСТІ, ТИПІЗАЦІЯ ТА ПОХОДЖЕННЯ ОЛІСТОСТРОМ І МЕЛАНЖІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

**О. Гнилко**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

В Українських Карпатах досить поширені мікстити – своєрідні утворення, які складені двома характерними компонентами – брилами та їхньою оболонкою,

або матриксом. Дослідники звичайно розрізняють два головні генетичні різновиди таких утворень – меланжі, які мають тектонічне походження, та олістостроми, представлені гравітаційними підводно-осувними нагромадженнями. Від правильної інтерпретації мікститів прямо залежить достовірність наших уявлень про стратиграфію, тектоніку та корисні копалини регіону, водночас в Українських Карпатах мікстити вивчено недостатньо.

Згідно з класифікацією М. Леонова (1981), в Українських Карпатах виділено два різновиди **олістостром** – гравітаційні і тектоно-гравітаційні мікстити, які відрізняються за будовою та генезисом. Трапляються утворення змішаного походження.

*Гравітаційні мікстити* – це седиментаційні утворення, які сформувалися завдяки діяльності грязьокам'яних потоків та під час осування брил порід з підняттів в осадовому басейні. Тектонічна переробка порід для них не характерна. Прикладом є олістострома, відома як “горизонт із включеннями” серед олігоценового кросненського флішу в басейні Ужа й Латориці. Вона містить олістоліти “екзотичних” порід (метаморфітів, черепашкових вапняків тощо) та утворена, вірогідно, під час денудації гіпотетичного палеопідняття – Сілезької кордільєри.

*Тектоно-гравітаційні мікстити* – це олістостроми, яким притаманні риси і седиментаційного, і тектонічного походження. Вони містять олістоліти, складені тектонізованими породами (тектонічними брекчіями та ін.), їхній осадовий матрикс теж частково тектонічно перероблений. Зазначені утворення тяжіють до фронтальних частин тектонічних покривів – Мармароського, Чорногірського, Дуклянського, Сілезького (Кросненського) та Бориславсько-Покутського. Вони нагромаджувалися під час гравітаційного сповзання блоків тектонізованих порід з піднятих ділянок покривів. Загалом процеси формування тектоно-гравітаційних мікститів синхронні з насуванням тектонічних покривів, перед якими вони нагромаджувалися. Час олістостромонагромадження фіксує головні етапи насувоутворення в Українських Карпатах: від ранньокрейдового у Внутрішніх Карпатах до ранньоміоценового в середній їх частині (кросненський басейн) та ранньо-середньоміоценового в Передкарпатському прогині.

*Олістострома змішаного генезису* формувалась у ранньоміоценовому моласовому басейні під час сповзання з піднятих ділянок Бориславсько-Покутського рухомого покриву тектонізованих олістолітів флішу на “тіло” цього ж покриву та водночас – унаслідок постачання в басейн з підняття на краю платформи (Лежайський масив) “екзотичного” матеріалу – зелених сланців, осадових порід та ін. Як результат – нагромадилась олістостромово-фанконгломератова товща – слобідські конгломерати та їхні аналоги.

Найпоширенішими мікститами тектонічного походження в Зовнішніх Карпатах і Внутрішній зоні передового прогину є мономіктовий **меланж**, утворений унаслідок переробки однотипних флішових або моласових порід. Він приурочений до насувних і зсувних розломних зон. У ньому розрізняють (на прикладі зони Сілезького насуву) тектоніти крихкого і пластичного типів. Тектоніти крихкого типу – це темні до чорних міцні, часто прокварцьовані тріщинуваті уламки і брили пісковиків та алевролітів, які “закатані” в тонкорозсланцьовані чорні глинисті сланці або глинку тертя. У тектонітах пластичного типу матрикс представлений алевро-глинистою масою з флюїдальною, іноді масивною текстурою та дрібними

складками течії. Дислокації в матриці пластичні: у них нема крихких брекчій, глинки тертя, кліважу, тріщинуватості, роздроблення порід.

Два наведені типи відображають різні етапи покривоутворення. На першому етапі зароджувався Сілезький покрив; процеси розпочалися, вірогідно, ще в слабо літифікованих, "м'яких", насичених водою глинистих осадах та більше літифікованих псамітах. Тектонічні процеси сприяли витисненню води з осадів та їхній повній літифікації. Пізніший етап супроводжувався формуванням крихких тектонітів за умов деформації жорстких літифікованих відкладів.

Як можна відрізнити меланж від олістостроми? Відповідь на це питання впливає з генезису порід. Олістострома – осадове утворення. Тому її матриксу притаманні седиментаційні текстури (зокрема, слабка шаруватість різного масштабу), хоча він і має хаотичний вигляд. Водночас у матриці меланжу нема седиментаційних текстур або їхніх фрагментів, натомість у ньому фіксують сліди тектонічних рухів – крихкі деформації (брекчії, глинки тертя), подекуди – фрагментацію на лінзоподібні ромбоєдричні блоки. Різняться породи також за формою і характером розподілу включень. В олістостромі включення, зазвичай, розташовані хаотично або підпорядковані грубій седиментаційній шаруватості. Олістоліти мають або неправильну, або заокруглену (внаслідок обкатування) форму. У меланжі кластолітам притаманні форми тектонічних лінз (будин, дуплексів), які внаслідок тектонічної течії орієнтовані субпаралельно. Якщо потрібно розрізнити олістострому і пластичний меланж, то важливе значення має геологічне положення мікститу: меланж приурочений тільки до розломних зон, тоді як олістострома має стратиграфічну прив'язку.

## **ЗМІНИ В КОМПЛЕКСАХ ДРІБНИХ ФОРАМІНІФЕР НА МЕЖІ ПАЛЕОЦЕНУ Й ЕОЦЕНУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ**

**С. Гнилко**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

У палеоцен-еоценових відкладах Українських Карпат достатньо поширені дрібні форамініфери. Склад фауністичних комплексів зумовлений віковим інтервалом та літофаціальним складом порід. Некарбонатним флішовим утворенням притаманні, головню, глибоководні аглютиновані форамініфери з кременистою черепашкою, в теригенно-карбонатних породах поширені планктонні й бентосні вапнисті форамініфери.

Найпридатніші для стратифікації відкладів планктонні форамініфери. На межі крейди-палеоцену їхній склад різко змінився: наприкінці маастрихту цілком зникли крейдові глоботрунканиди, а в датський час з'явилися глобороталії, акариніни і глобігериніди, поширені в молодших відкладах.

Вивчення багатих комплексів планктонних форамініфер, що їх виявили в мергелях метовської світи Внутрішніх Карпат, дало змогу А. Грузман і Н. Дабаган розробити біостратиграфічну зональність палеоцену й еоцену. Проте флішовим

утворенням палеоцену–еоцену і Зовнішніх, і Внутрішніх (сушманецька світа) Українських Карпат притаманний широкий розвиток бентосних, переважно аглютинованих форамініфер. Планктонні форми тут трапляються нечасто в незначній кількості або ж їх зовсім нема. Тому дослідники флішової мікрофауни (О. Вялов, І. Венглінський, Н. Дабагян, Н. Маслакова, Н. Маслун, О. Мятлюк, Л. Пономарьова, С. Розумейко, Н. Смолінська) приділяли значну увагу вивченню саме бентосних форамініфер. Результатом цих досліджень (50–80-ті роки ХХ ст.) стало виявлення характерних для підрозділів палеоцену й еоцену бентосних форамініфер, кореляція відкладів та деякі палеоекологічні висновки, у тім числі про великі глибини існування палеоценових і еоценових форамініфер.

Водночас деякі важливі проблеми досі не вирішені. Серед них – недостатня вивченість поширення бентосних форамініфер на межі крейди–палеоцену та палеоцену–еоцену, що ускладнює стратифікацію флішових відкладів.

Нині відомо, що з межею палеоцену–еоцену збігається короткочасне потепління, під час якого була найвища в кайнозой глобальна температура. Зокрема, Б. Ольшевська дійшла висновку, що на межі палеоцену–еоцену відбулась перша суттєва зміна в комплексах аглютинованих форамініфер палеоцену Польських Карпат. Ми вивчали розподіл форамініфер на межі палеоцену–еоцену в Українських Карпатах на підставі аналізу літературних джерел та власних досліджень.

Аналіз засвідчив, що порівняно чітка межа палеоцену–еоцену визначена у відкладах Дуклянського і Скибового покривів, де піскуваті товщі палеоцену змінюються тонкоритмічним нижньооеценовим флішом зі строкатими аргілітами в підшві. Проте літологічні межі можуть бути діахронні. У Монастирецькому, Магурському, Свидовецькому, Чорногорському, Кросненському, Субсілезькому покривах відклади палеоцену–нижнього еоцену представлені одноманітними флішовими товщами, часто тектонізованими; їхню вікову приналежність визначають лише за знахідками фауни. Найчастіше трапляються аглютиновані форамініфери, родовий і видовий склад яких значно змінюється на межі палеоцену–еоцену. Зокрема, в палеоценових відкладах широко розвинені роди *Rzehakina*, *Hormosina*, *Spiroplectamina*, *Cribrostomoides*, в еоценових – *Reticulophragmium*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*. Представники роду *Glomospira* поширені як у верхньопалеоценових, так і в нижньооеценових утвореннях, причому поблизу межі їхній видовий склад змінюється.

Аналіз визначених нами форамініфер з відкладів Монастирецького, Свидовецького, Кросненського, Скибового покривів засвідчив, що мікрофауністичні комплекси межі палеоцену–еоцену часто містять значну кількість суто аглютинованих форамініфер розмаїтого родового й видового складу. Це можна пов'язувати з ефектом інтенсивного потепління. Виявлено відмінності родового складу форамініфер у відкладах різних тектонічних одиниць. Наприклад, у комплексах форамініфер межі палеоцену–еоцену зі строкатих аргілітів Монастирецького покриву домінують роди *Trochamminoides* і *Paratrochamminoides*, із зеленкувато-сірих аргілітів Кросненського покриву – роди *Recurvoides* або *Glomospira*, з червоних аргілітів Скибового покриву – рід *Glomospira*.

Палеоекологічний аналіз мікрофауни засвідчив, що глибини існування бентосних форамініфер протягом пізнього палеоцену й раннього еоцену суттєво не змінювались – поблизу або нижче від локального рівня карбонатної компенсації. Доказом цього є широкий розвиток кременистих аглютинованих форамініфер.

Лише у відкладах Дуклянського й Чорногорського покривів значно розвинені вапнисті бентосні і планктонні форми, що свідчить про їхнє перебування на підводних підняттях вище від локального рівня карбонатної компенсації в пізньому палеоцені та вище від форамініферової лізокліни в ранньому еоцені. Аргіліти, вік яких близький до межі палеоцену–еоцену, часто містять комплекси суто кремєнистих форамініфер. За морфологічними особливостями (малий розмір черепашок, дрібнозерниста структура стінки) ці форамініфери належать до групи "B" (за класифікацією Ф. Градштейна і В. Бергрена, 1981) і притаманні глибоководним пелагічним океанічним відкладам. У відкладах пізнього палеоцену та раннього еоцену зафіксовано порівняно незначний вміст форамініфер з трубчастою черепашкою; вони належать до нерухомого бентосу, що живиться з суспензії. Це свідчить про незначний вміст органічного матеріалу в водному басейні протягом цього часу. Широкий розвиток гломоспір на межі палеоцену–еоцену – свідчення насиченості придонних вод киснем.

## ФРАГМЕНТИ МІНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧНОЇ ЗОНАЛЬНОСТІ ЗОЛОТОГО ЗРУДЕНІННЯ РОДОВИЩА САУЛЯК

**А. Городечний, С. Ціхонь, М. Занкович**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: tsikhon\_s@ukr.net*

На підставі результатів попередніх мінералого-генетичних досліджень (Матковський, 1975; Степанов, 1993; Ціхонь, 2004) і отриманих нами нових даних проаналізовано мінералого-генетичну зональність золотого зруденіння родовища Сауляк на гіпсометричному рівні штольні № 2.

Аналіз просторового поширення допродуктивних, продуктивних і післяпродуктивних мінеральних парагенезисів у межах родовища Сауляк свідчить про деяку залежність їхньої локалізації від особливостей блокової будови родовища.

Ранні, *допродуктивні* мінеральні асоціації (піротин-кварцова, турмалін-, хлорит-, пірит-кварцова, кварц-карбонатна рання) поширені практично повсюдно. Вони домінують у північно-східній частині досліджуваного горизонту, менше представлені в південній та південно-західній частинах.

Золотоносні, *продуктивні* мінеральні асоціації (кварц-пірит-сфалеритова з золотом, сфалерит-галенітова з золотом, золото-халькопіритова, кварц-карбонатна з золотом) поширені обмеженіше. Вони зосереджені, головню, в південній та південно-західній частинах досліджуваного горизонту, де формують Головну рудну зону родовища. В її межах зафіксовано ознаки послідовного розвитку мінералів продуктивного етапу по допродуктивних (перерізання одних мінералів іншими, подекуди метасоматичні заміщення тощо) та ділянки, де розвинені тільки мінерали продуктивного етапу.

Пізні, *післяпродуктивні* мінеральні асоціації (кварц-карбонатна пізня, пірит-карбонатна) представлені, головню, у вигляді дрібнопрожилкової кварц-карбонатної мінералізації. Вона розвинена тільки по мінералах продуктивного етапу

переважно в південній та південно-західній частинах досліджуваного горизонту і майже не трапляється самостійно.

Зазначимо, що тільки в південній частині штольневого горизонту виявлено виразні ознаки послідовного розвитку всіх трьох етапів мінералоутворення.

Імовірно, що на допродуктивному етапі мінералоутворення породи південної частини родовища були слабо проникні, тому і відповідні мінеральні асоціації виявлені незначно.

У південній частині досліджуваного горизонту слабо проникні на першому етапі мінералоутворення породи внаслідок можливої зміни тектонічної ситуації стали проникні, що сприяло локалізації золота й мінералів продуктивного комплексу. Незначний вміст у породах мінералів післяпродуктивного етапу може бути ознакою загасання процесу мінералоутворення.

Отже, особливості просторово-часового розвитку процесу мінералоутворення в межах досліджуваної штольні № 2 свідчать про його спрямування з півночі на південь. Просторову мінливість мінералоутворення засвідчує зростання ролі ранніх, допродуктивних асоціацій на півночі, а продуктивних і післяпродуктивних – на півдні. Це гармоніює із загальним зниженням температурного режиму на родовищі, яке просторово спрямоване в субмеридіональному напрямі.

### **АУТИГЕННІ МІНЕРАЛИ В АНГІДРИТАХ СЕРІЙ ВЕРРА ТА СТАССФУРТ ЦЕХШТЕЙНОВИХ ЕВАПОРИТІВ РАЙОНУ ВОЛЬШТИНСЬКОГО ПІДНЯТТЯ (ЗАХІДНА ПОЛЬЩА)**

**С. Гринів<sup>1</sup>, Т. Перит<sup>2</sup>, С. Вовнюк<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України*

*79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а*

*E-mail: Sophia\_Hryniv@ukr.net*

*<sup>2</sup>Польський геологічний інститут*

*00-975 Польща, м. Варшава, вул. Раковецька, 4*

*E-mail: tper@pgi.gov.pl*

Аутигенні мінерали інформативні стосовно фізико-хімічних процесів, які відбувалися на стадіях седиментогенезу й діагенезу у відкладах, що їх уміщують. Для евапоритових відкладів цехштейну (Центральноєвропейський басейн, верхня перм) склад аутигенних мінералів нині вже достатньо добре вивчено, а численні публікації підсумовані у праці О. Брайтча (Braitsch, 1971).

Ми дослідили цехштейнові відклади в районі Вольштинського підняття (Західна Польща) – ангідрити серії Верра, що залягають над цехштейновим вапняком, рифові структури якого газонасні, а також базальні ангідрити серії Стассфурт, які підстилає так званий головний доломіт, що містить нафтові родовища.

Виявлені нами в ангідритах серій Верра та Стассфурт Західної Польщі целестин, тальк і кварц – поширені аутигенні мінерали цехштейнових відкладів. Метою досліджень було вивчення розподілу та морфологічних особливостей мінералів, з'ясування їхнього генезису і на цій підставі – виявлення можливого зв'язку їхньої появи з нафтогазоносністю підстильних відкладів.

У досліджених відкладах, крім породоутворювальних ангідриту й доломіту, наявні такі аутигенні мінерали, як целестин, тальк, кварц, рідше пірит. В ангідритах серії Верра, особливо в нижньому ангідриті, целестин і кварц виявлено у свєрдловинах, розташованих, головню, у межах рифів, тальк – над рифами та за їхніми межами. У базальному ангідриті серії Стассфурт аутигенні мінерали трапляються значно рідше.

Кожен з мінералів – целестин, тальк і кварц – представлений двома генетичними різновидами: седиментаційно-ранньодіагенетичним (поодинокі кристали й жовна целестину, прошарки тальку, розеткоподібні зростки кварцу) та діагенетичним (гнізда, прожилки). Перший різновид пов'язаний з розчинами евапоритового басейну, другий свідчить про додаткове надходження “чужих” розчинів у вже літифіковану ангідритову породу по тріщинах.

Джерелом стронцію для утворення целестину в ангідритах Верра були метаморфізовані захоронені розсоли з рифів, а для ангідритів серії Стассфурт – розсоли кам'яної солі, яка залягає вище.

## **ОЦІНЮВАННЯ ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ІКВИНСЬКО-ОЛЕСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗА ДОПОМОГОЮ ДИСТАНЦІЙНИХ ГЕОТЕРМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**І. Грицик, І. Куровець, О. Зубко, С. Михальчук, О. Приходько**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

Рифогенні карбонатні відклади Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи перспективні щодо нафтогазоносності. Однак розшуки родовищ вуглеводнів у рифових тілах – достатньо складне завдання, що зумовлено геологічними особливостями об'єкта досліджень:

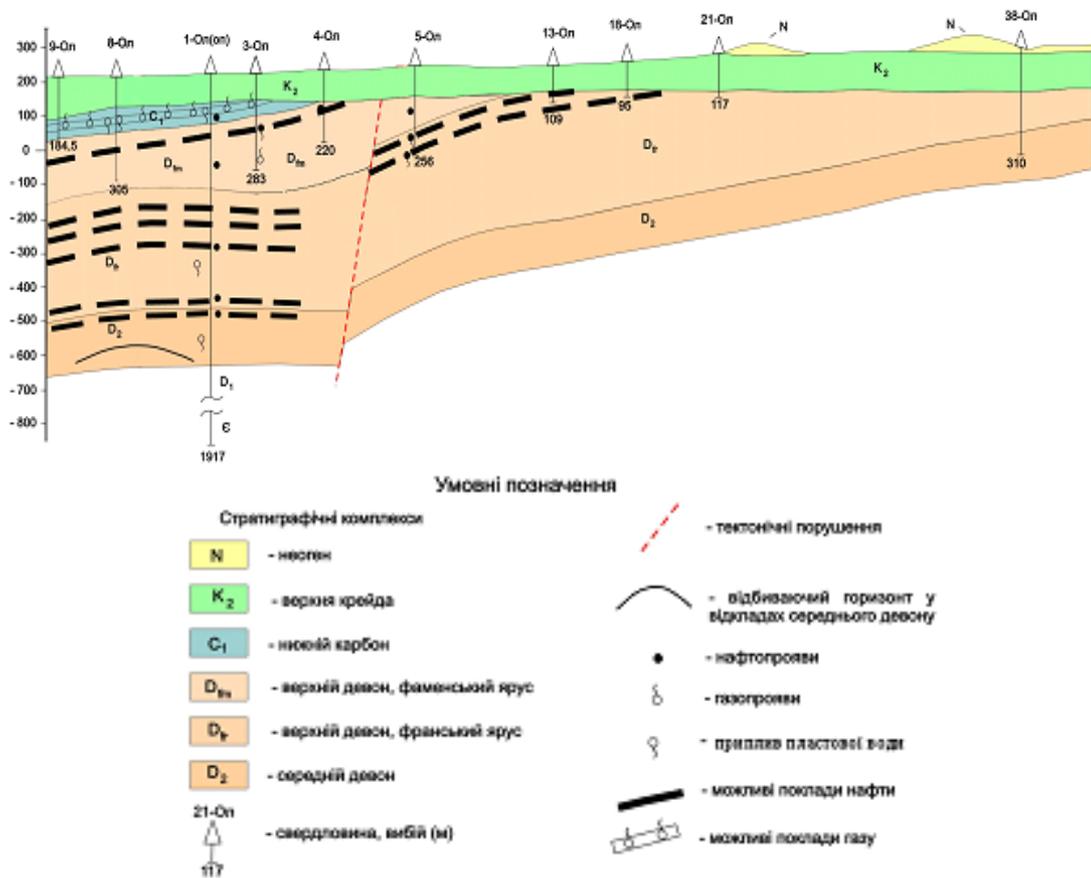
- специфічними умовами формування;
- формою залягання в геологічному розрізі;
- фізико-хімічними властивостями відкладів;
- наявністю складно побудованих порід-колекторів із вторинною пористістю (тріщинуватістю, кавернозністю).

Під час досліджень виявилось, що наявної геолого-геофізичної інформації та даних буріння недостатньо для картування похованих рифогенних споруд, тому ми виконали дистанційні геотермічні дослідження.

Польові геотермічні знімання – це метод, який ґрунтується на фізичному моделюванні процесів тепломасоперенесення в осадовій товщі та впливу на нього рифогенних споруд. Дослідження розподілу геотермічних параметрів (температура, геотермічний градієнт, тепловий потік) над зонами тектонічних порушень, діапирових соляних і глинистих структур, лінз теригенних порід серед евапоритів дали змогу виявити над зазначеними геологічними об'єктами температурні аномалії, які простежені в перекривних породах аж до поверхні Землі (глибина вимірювання температури – 1,5 м).

Полюві спостереження, моделювання й вимірювання засвідчили, що аномалії можуть бути як позитивні, так і негативні, а їхнє значення змінюється в широких межах – від 1 до 15 °С (зрізи на однаковому рівні). Рифогенні споруди за фізичними та хімічними властивостями відрізняються від вмісних порід, що і призводить до виникнення над ними локальних температурних аномалій. На значення локальної температурної аномалії впливає флюїдонасиченість порід.

Для геотермічних досліджень за геологічними критеріями вибрано перспективну Іквинсько-Одеську ділянку. Тектонічно вона розташована у Зовнішній зоні Львівського палеозойського прогину в межах Волино-Подільської монокліналі. Результати комплексного аналізу геолого-геофізичних даних з урахуванням особливостей тектонічного розвитку регіону засвідчують, що тут можуть бути пастки вуглеводнів.



Геологічний розріз за лінією свердловин 9-Ол–1-Ол (п)–3-Ол–4-Ол–13-Ол–38-Ол.

За результатами аналізу розподілу геотермічних параметрів даних дистанційного зондування Землі з космосу в тепловому діапазоні електромагнітного спектра вибрано перспективні об'єкти для наземних геотермічних досліджень. Характер розподілу параметрів теплового поля в межах ділянки Одесько свідчить про інтенсивну його мінливість і дає змогу оцінити перспективи виявлення пасток вуглеводнів за аналогією з вірогідними нафтогазоносними об'єктами Західного регіону.

За характером розподілу теплового поля в межах Передкарпатського прогину можна припустити достатньо високі перспективи виявлення нафтових покладів у межах Олеськівської і Жуличинської морфоструктур, яким притаманні контрастні локальні аномалії підвищення показника теплового поля на тлі регіональної від'ємної аномалії. Дещо менші перспективи пов'язані з Дуб'євицькою, Верхо-бузькою та Перепельницькою ділянками.

На ділянці Олесько проведено два регіональні геотермічні профілі, які проходять північніше Жуличинської та Дуб'євицької морфоструктур і перетинають Олеськівську: перший профіль завдовжки 27 км – від с. Лабач на схід до с. Гаї Дідковські, другий завдовжки 16 км – від с. Берлин до с. Немирівка.

На рисунку показано розподіл приповерхневих геотермічних параметрів та прогнозу геологічну будову ймовірних пасток вуглеводнів у межах Олеськівської і Жуличинської морфоструктур.

Визначено температурну аномалію ( $\Delta T = 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) над імовірним газовим покладом (ПК 17-42). Різкішу і з більшою амплітудою ( $\Delta T = 2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) аномалію зафіксовано над тектонічним порушенням (ПК 45-52). Над можливими нафтовими покладами (ПК 55-70) різниця температур менша ( $\Delta T = 1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

Температурна аномалія за профілем Берлин–Немирівка досить висока ( $\Delta T = 1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Ця ділянка розташована на північний схід від Олеськівської морфоструктури і може бути перспективна для подальшого детального вивчення комплексом геолого-геофізичних методів.

Аналіз, виконаний на підставі комплексу геологічних і геофізичних даних із залученням результатів дистанційних досліджень, дає змогу передбачати наявність пасток вуглеводнів у межах Олеськівської і Жуличинської морфоструктур.

## **ПРОБЛЕМИ ПРАКТИЧНОГО ЗАСТОСУВАННЯ ТЕОРІЇ АБІОГЕННОГО ГЕНЕЗИСУ ВУГЛЕВОДНІВ**

**В. Гулій, Г. Лепігов**

*Український державний геологорозвідувальний інститут  
04114 м. Київ, вул. Автозаводська, 78  
E-mail: vgul@ukr.net*

Одним із напрямів економічної геології є вивчення ресурсів корисних копалин. Сировинна база окремих корисних копалин потребує особливої уваги завдяки постійній зміні потреб суспільства в них. Особливо це стосується енергетичних видів сировини, зокрема, нафти і газу, відомості про економічні й резервні запаси яких суперечливі як у масштабах Землі, так і в окремих регіонах чи державах.

Стратегія вивчення ресурсів вуглеводнів багато в чому зумовлена теоретичною позицією дослідників. Вирішальним у цьому разі є вибір між двома теоріями генезису родовищ вуглеводнів – біогенною та абіогенною. Саме правильний вибір теорії визначає успіх наступних розшуків і розвідки в регіоні, включно з довивченням уже відомих родовищ, і, як наслідок, – запаси й ресурси нафти і газу.

На підставі результатів наших попередніх досліджень ми детальніше зупинимось на абіогенній теорії як найперспективнішій, з нашого погляду, для вирі-

шення проблем, пов'язаних з закономірностями концентрації вуглеводнів і розподілом родовищ у регіонах, у тім числі генезисом велетенських родовищ. З урахуванням важливого значення ресурсів вуглеводнів для України ми спрямували дослідницькі роботи на додаткове висвітлення положень абіогенної теорії генезису вуглеводнів, науковим стимулом для чого стали фактичні явища – викиди глибинного газу та вибухи, які почастишали в Донбасі й супроводжуються людськими жертвами.

На підставі біогенної теорії походження метану у вугленосних товщах завдяки трансформації первинної органіки такі явища неможливо пояснити, особливо у гірських виробках, де є системи вентиляції й дегазації.

За результатами численних дослідників, які підтримують гіпотезу абіогенного генезису родовищ вуглеводнів, можна навести такі головні її положення:

- уявлення про глибинне (мантійне) джерело вуглеводнів;
- високі значення температури й тиску в осередку формування (генерації) вуглеводнів;
- поступове ускладнення СН-групи з віддаленням від осередку генерації в напрямі до поверхні Землі за зниження значень температури й тиску;
- переважно вертикальна міграція вуглеводнів у зонах глибинних розломів;
- мантійна природа низки компонентів маси вуглеводнів: N, He, Hg та ін.

Теоретичні погляди прихильників абіогенної теорії в Україні розвивалися за такими напрямками:

- обґрунтування процесу синтезу СН-груп за високих температури й тиску;
- визначення процесів дегазації верхньої мантії Землі;
- зв'язок родовищ вуглеводнів з астеносферою;
- визначальна роль глибинних розломів у розвитку структурних пасток і вертикальної міграції вуглеводнів, дослідження зв'язку родовищ з особливостями тектоніки та будовою розрізу порід;
- конструктивна критика біогенної теорії генезису вуглеводнів з узагальненням нових даних з нафтогазоносності різних регіонів Світу.

Головні зусилля були спрямовані на з'ясування ролі глибинних розломів, визначення закономірностей розвитку пасток у породах різноманітних стратиграфічних горизонтів осадової товщі і, меншою мірою, кристалічного фундаменту.

Ми побудували систему уявлень, в якій взято до уваги здобутки сучасної геологічної науки, у тім числі геохімії й геофізики, а також специфіку глибинних процесів, які певним чином обмежують межі стійкості тих чи інших вуглеводнів.

У формуванні скупчень вуглеводнів Землі виділено такі етапи:

1) процеси в ядрі Землі (глибина – до 2 900 км), які привели до утворення мас С, Н, N, He і Hg. За основу взято висновки із праць В. Ларіна (1971) і М. Семененка (1983), в яких описано гідридну модель ядра. Найважливішими процесами у цьому разі є дегазація і формування металеві оболонки ядра;

2) процеси міграції газових мас і формування флюїдних потоків у нижній і середній мантії (глибина – від 2 900 до 80 км). Утворення астеносфери – тектонічно активного шару мантії в інтервалі 80–400 км. Системи СН формувалися в астеносфері. Деталі викладені у працях В. Ларіна (1971), Н. Кудрявцева (1973), М. Семененка (1974, 1983), Г. Бойка (1975);

3) формування зон генерації і концентрації метану у верхній мантії на глибинах до поверхні Мохо. Процеси відбувалися за температури 500–700 °С і тиску до 1 000 МПа (М. Калінко, 1968; Н. Кудрявцев, 1973; І. Грінберг, 1982).

4) процеси генерації і концентрації  $H_2$ , гомологів метану й нафти в земній корі (шари Si–Mg та Si–Al). За верхню межу перебігу процесів прийнято поверхню кристалічного фундаменту. З'ясовано палеотермічні реперні межі зон, за сейсмометрією визначено межі шарів. Комп'ютерна обробка матеріалів геофізичних досліджень для визначення реперних значень запозичена з результатів робіт за проектом "DOBRE" (програми RayInvr, TESSERAL та ін., у тім числі програмні комплекси комп'ютерного моделювання теплового поля);

5) формування в осадовій товщі покладів вуглеводнів у межах газових колон. Утворення ореолів головних покладів. Розподіл концентрацій вуглеводнів у газових колонах. Ці питання ми висвітлили в низці праць з газоносності Донбасу.

Принципово новим є уявлення про газові колони – концентрації вуглеводнів унаслідок надходження газових мас з осередку генерації метану. Газова колона складена з серії різновікових відкладів у діапазоні мантіїне джерело  $CH_4$ -осадова товща з покладами вуглеводнів, розташованими декількома ярусами, і загальним ореолом. Площі газових колон на сучасній поверхні Землі можуть досягати декількох сотень квадратних кілометрів і більше.

Поклади вуглеводнів можуть змінювати склад від газового до газоконденсатного і нафтового. Температурні межі процесів у цьому разі визначають за температурою перетворення органічної речовини вмісних порід і результатами дослідження газово-рідких включень у вторинних мінералах.

Створено систему сейсмічних і палеотермічних реперів.

Абсолютно новим є виділення базальних (головних) покладів вуглеводнів під час епох максимальної тектонічної активності в регіоні та їхніх первинних ореолів, які можуть ускладнюватися в разі наступних надходжень вуглеводнів (менші за розмірами вторинні ореоли). Характерна риса ореолів – наявність синхронних скупчень вуглеводнів різних фаз з малими, рідше середніми запасами.

Важливим чинником, який визначає склад скупчень вуглеводнів у головному покладі та ореолі, є температура маси газу, що надійшла, на геохімічному бар'єрі – поверхні кристалічного фундаменту (межа фундамент-осадова товща), що безпосередньо залежить від глибини залягання астеносфери.

Ми намітили два шляхи практичного використання абіогенної теорії:

1) удосконалення уявлень про глибинні процеси генерації і концентрації вуглеводнів у діапазоні глибин від ядра Землі до поверхні кристалічного фундаменту. Необхідно вдосконалювати систему реперів і комп'ютерні програми обробки фактичного матеріалу під час спостережень у різних регіонах. Серйозного доопрацювання потребує висвітлення деталей процесів генерації і концентрації нафти й газу (характер реакцій, термодинамічні розрахунки тощо) та зв'язку цих процесів з магматизмом і галогенезом;

2) вивчення осадової товщі – верхів газової колони. Нові об'єкти дослідження – ореоли, які простежені на великій площі, та ймовірні головні (базальні) поклади. Потрібно, передусім, визначити межі їхнього поширення за матеріалами регіональних досліджень (тектонічних, геохімічних, гідрогеологічних, геофізичних тощо), спеціальними картами, результатами термобаричних, ізотопних, геохімічних досліджень.

## ЛАТЕРАЛЬНЕ ПОШИРЕННЯ ТА УМОВИ ІСНУВАННЯ ГАСТРОПОД У СИЛУРІЙСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

А. Данилів

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4*

Розчленування силурійських стратотипових (парастратотипових) розрізів виконано на підставі дослідження органічних решток різних груп викопної фауни, що дало змогу виділити в цих утвореннях регіояруси і зони. Для детального стратиграфічного розчленування потрібно вивчити всі групи організмів, з'ясувати їхню фаціальну приуроченість і біостратиграфічне значення.

У відкладах силуру міститься значна кількість скам'янілостей, які слугували об'єктом вивчення для багатьох дослідників.

Подільський палеобасейн у силурійський період був периконтинентальним морем, де формувалися шельфові (неритові) і батіальні фації. У розвитку силурійського басейну виділено декілька етапів: пізньоландоверсько-венлоцько-ранньолудловський, середньо-пізньолудловський та пржидольський (скальський). Початок кожного етапу знаменувався прогинанням морського дна (трансгресія) і збільшенням площі басейну, а завершення (крім останнього етапу) – незначним підняттям дна і зменшенням акваторії басейну. Відклади, що сформувалися протягом кожного етапу, можна схарактеризувати прибережними, мілинними і схиловими фаціями, в розрізах яких простежено послідовну зміну фаціальних зон зі сходу на захід.

Силурійські відклади Волино-Поділля залягають на давніших утвореннях трансгресивно. Поліфаціальні відклади силуру поділено на регіональні кореляційні одиниці – серії: ярузьку, малиновецьку і скальську. Подільський опорний розріз вважають унікальним у світі. Він є ключовим у разі вирішення питань стратиграфії силуру і схарактеризований багатими комплексами різних груп фауни, що формували ориктоценоз силурійського палеобасейну. Їх детально вивчено, за інформативністю вони доповнюють одна одну.

З огляду на тривалий період палеонтологічного дослідження силуру різні групи макрофауни системи вивчені нерівномірно. Зокрема, червоногі молюски належать до тієї групи палеофауни, яка досліджена фрагментарно і несистематично. Під час розробки місцевих і регіональних стратиграфічних та кореляційних схем силурійських відкладів спиралися, головню, на результати вивчення брахіопод, граптолітів, конодонт, остракод, трилобітів тощо, а гастроподи й досі вивчені слабо, тому їхня стратиграфічна інформативність недооцінена.

Останнім десятиріччям ми запропонували доповнення до біостратиграфічної характеристики стратонів, виділених за літологічними ознаками в силурі Волино-Поділля. Під час досліджень решток гастропод з'явилася можливість деталізувати палеоекологічні реконструкції та сформувати ґрунтовніші уявлення про етапи розвитку всієї біоти силурійського палеобасейну.

Реконструкцію угруповань виконано на підставі вивчення типів захоронення решток, інтерпретації їхніх екологічних особливостей, кількісних співвідношень залишків організмів різних видів, зміни скупчень палеобіоти в розрізі і за лате-

раллю. Як і більшість дослідників, ми використовуємо термін “угруповання” в розумінні монотипних угруповань (тобто спільноти брахіопод, коралів, трилобітів, остракод та ін.). Червоногі молюски були в екосистемах усіх зон шельфу, а їхнє таксономічне розмаїття свідчить, що і на більшій частині акваторії.

У розрізі палеозойських відкладів Поділля виділено шість угруповань червоногих молюсків, визначено їхню приналежність до бентосних комплексів. В ордовіку наявні два угруповання – *Murchisonia (Hormotoma) rudis* (гораївська світа), *Gyronema podolica* (субіцька світа), а в силурі – три угруповання: *Platyceras (Platyostoma) prototypum–Subulites ventricosus curvus* (венлок, ярузька серія), *Oriostoma globosum–Oriostoma coronatum* (лудлов, малиновецька серія), *Platyceras (Platyostoma) cornutum* (пржидолій, скальська серія), у нижньому девоні – *Platyceras disjunctum* (лохковський ярус, худиковецька й митківська світи).

Угруповання *Murchisonia (Hormotoma) rudis* належить до таких, що жили в мілководній частині басейну. Поряд з гастроподами виявлено численні брахіоподи, трилобіти, моховатки, остракоди тощо. Таксономічне розмаїття, кількісний склад викопної фауни і склад вмісних порід засвідчують існування зазначеної спільноти за умов мілкого відкритого шельфу (за баровою зоною), що дає змогу зачислити угруповання до другого бентосного комплексу.

Угруповання *Gyronema podolica* характерне для умов відкритого шельфу (ареал третього бентосного комплексу), про що свідчить склад вмісних відкладів (вапняки з прошарками мергелів). Разом з гастроподами відшукано брахіоподи, трилобіти, моховатки, остракоди та ін.

Угруповання *Platyceras (Platyostoma) prototypum–Subulites ventricosus curvus* різноманітне за видовим складом гастропод і приурочене до відкладів фурманівської й тернавської світ (мергелі, грудкуваті і глинисті вапняки, плитчасті вапняки). Характерний комплекс гастропод існував за умов глибокого відкритого шельфу з періодичною зміною умов накопичення (пачки грудкуватих вапняків) з тенденцією до поступового обміління разом з іншими групами: брахіоподами, трилобітами, кишковопорожнинними, остракодами тощо. Умови існування зазначеного угруповання – в ареалі третього і, можливо, верхньої частини четвертого бентосних комплексів.

Угруповання *Oriostoma globosum–Oriostoma coronatum* значно різноманітне й численне за складом гастропод та інших груп (брахіоподи, кишковопорожнинні, трилобіти, пелециподи тощо). Воно існувало за умов формування мілководних та відкрито шельфових порід з тенденцією до поступового обміління і досить активною зміною умов осадоагромадження в рихтівський час (грінчуцька підсвіта), на мулисто-детритовому субстраті барової зони та підзони відкритого шельфу зі слабкою хвильовою діяльністю та досить частою зміною умов існування і міграції ценозу гастропод у зв'язку з частою зміною коливань моря. Угруповання існувало в ареалі другого і третього (верхня частина) бентосних комплексів.

Угруповання *Platyceras (Platyostoma) cornutum*, нечисленне за складом і таксономічним розмаїттям, приурочено до відкладів скальської серії (варницька–звенигородська світи). Гастроподи відшукали в мергелях, глинистих грудкуватих та органогенно-детритових вапняках. Найоптимальнішими умовами існування для угруповання були, по-перше, мулистий субстрат зони закритого шельфу (літоральна і верхня частини субліторальної зони) – другий бентосний комплекс; по-друге, – область формування глинисто-карбонатних відкладів зони відкритого

глибокого шельфу (звенигородська світа) в ареалі третього бентосного комплексу.

Угруповання *Platyceras disjunctum* нечисленне за складом і приурочено до відкладів нижнього девону (худиковецька і митківська світи). Склад вмісних порід свідчить про умови існування угруповання в ареалі четвертого бентосного комплексу, в середовищі малорухомих вод морського схилу.

Отже, найсприятливіші палеоекологічні умови для існування угруповань гастропод були в ареалах другого і четвертого бентосних комплексів.

## **ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ ТЕХНОГЕННОГО ПІРОМЕТАМОРФІЗМУ ВУГЛЕВМІСНИХ ВІДВАЛІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ**

**Н. Дворянська, А. Дворянський, В. Дяків**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

У межах Червоноградського та Нововолинського гірничодобувних районів Львівсько-Волинського вугільного басейну сучасна технологія видобутку передбачає складування “пустих” і некондиційних вуглевмісних порід у відвали (терикони). Тривале перебування вуглевмісних порід за екзогенних умов призводить до їхнього самозаймання й горіння, різкого погіршення екологічного стану прилеглих територій. Ініційовані екзогенними геологічними процесами у вуглевмісних відвалах явища самозаймання та горіння призводять до техногенно-пірометаморфічних змін речовинного складу відвалів (за природних умов пірометаморфічні перетворення мають ендегенне походження).

Процеси техногенного пірометаморфізму найповніше вивчені на прикладі відвалів Челябінського буровугільного (Чесноков, Щербакова, 1991; Сокол, 2003; Сокол с соавт., 2005) та Донецького кам'яновугільного басейнів (Мельников, Гречановская, 2004). Водночас явища пірометаморфізму в межах Львівсько-Волинського вугільного басейну досліджені недостатньо (Сребродольский, 1989). Саме це зумовлює актуальність виконаних досліджень з експериментального вивчення закономірностей перетворення органічної й мінеральної речовини вуглевмісних відвалів у разі різкого зростання температури від 20 до 1 800 °С за лабораторних умов, подібних до реальних.

Вуглевмісний відвал визначеної форми та розмірів за умов пірогенного впливу горіння органічної речовини вугілля – це складна динамічна система, поведінка якої залежить від низки чинників: температури, вмісту горючих і мінеральних компонентів, вітрового режиму, доступу кисню, вологості, надходження атмосферних опадів тощо. Процеси, що відбуваються в такій системі, можна лише експериментально змоделювати. У цьому разі досліджують не сам об'єкт, а проміжну (допоміжну) модель, яка певним чином об'єктивно відповідає досліджуваному об'єкту.

У випадку експериментального моделювання процесів пірометаморфізму найважливішими критеріями є температура процесу, початковий склад вуглевмісних відходів (літологічний, мінералогічний, гранулометричний) та час. Інші чинники (надходження додаткових силікатних осадових порід різного вихідного складу, атмосферної вологи, кисню) ми моделювали окремо для виявлення ефектів та визначення умов спікання, фумарольного мінералоутворення, розжарювання (ефекту горна), флюсового зниження температури плавлення, доменної печі, вилуговування, випаровування та ін. Такий підхід дав змогу змоделювати пірометаморфогенні та пов'язані з ними процеси, що відбуваються під час горіння териконів Львівсько-Волинського басейну.

Для цього відібрано проби з відвалів, що містили вугілля різного типу:

1) вугілля гумусове, смугасте, з перешаровуванням прошарків вітреніту й фюзеніту з лінзами і прошарками дюрену. Вміст фюзену – 30–40 %, вітрену – до 60, дюрену – 3–5 %. Помітні рідкісні прожилки вторинного кальциту. Потужність вітреніту – до 5 см, прошарків і лінз фюзеніту – від міліметрів до 2 см. Наявні вкраплення піриту й озалізнені включення (?);

2) вугілля гумусове, шарувате, складене на 80 % вітренітами. Вміст фюзену не перевищує 3 %, містить прошарки й лінзи дюрену (до 5 %). За нашаруванням трапляються прошарки і лінзи піриту. Вугілля розбите вертикальними тріщинами окремості, вповненими вторинним гіпсом;

3) вугілля гумусове, смугасте, з перешаровуваннями вітреніту й фюзеніту з лінзами і прошарками дюрену. Потужність вітреніту – до 5 см, фюзеніту – від міліметрів до 2 см. Наявні прожилки вторинного кальциту.

Вугілля відбирали пробами по 50 г, які відпалювали в муфельній печі за температури від 100 до 1 800 °С з кроком 100 °С. Кожну пробу відпалювали за визначеної температури протягом години, потім вона природно остигала. Пробу фотофіксували до і після експерименту. Продукти пірометаморфічних перетворень, що сформувалися під час експериментального відпалювання, досліджували методом порошкової рентгенівської дифрактометрії (дифрактометр ДРОН-3.0, Си Ка-випромінювання,  $\theta/2\theta$ -сканування, швидкість детектора – 4°/хв). Обчислення, пов'язані з розрахунком міжплощинних відстаней та діагностикою мінеральних фаз, виконані на ЕОМ. Препарати для діагностики готували у вигляді спресованої таблетки з розтертого порошку досліджуваного взірця (наважка – 10 мг), яку за допомогою вазелінового масла кріпили до скляної кювети.

Оскільки відомо точні температурні параметри експериментального пірометаморфічного процесу, діагностовано мінерали та визначено структурно-текстурні зміни органо-мінеральних агрегатів, які зазнали температурного впливу, то можна визначити межі пірометаморфогенних змін, що дає змогу з'ясувати умови перебігу геохімічних і мінералогічних процесів у перегорілих відвалах.

Температурні межі формування метаморфогенних мінералів визначено на підставі експериментальних досліджень, які ґрунтуються на фізико-хімічному аналізі діаграм плавкості. На цих діаграмах виявлено температурні інтервали, в межах яких діагностовані мінеральні асоціації стійкі. Мінерали, які кристалізувалися з вихідних продуктів та засвідчують температурні межі метаморфічного процесу, називають геотермометри. Наявність таких мінералів і мінеральних асоціацій у досліджуваних перегорілих взірцях різного вихідного складу дає змогу за принципом аналогій проводити паралелі між температурними умовами,

фіксованими в модельних експериментах, та процесів горіння, плавлення і кристалізації у вугільних териконах.

Результати досліджень засвідчили таке. На початковому етапі пірометаморфогенних змін в інтервалі 100–500 °С відбувається структурна перебудова органічної складової досліджуваних взірців вугілля різного типу. В усіх взірцях простежено чіткі візуальні зміни – потемніння, розтріскування, появу висолів на поверхні. Судячи з характеру картини рентгенівської дифракції спечених у цьому температурному діапазоні взірців, відбувається розкристалізація рентгеноаморфних органіки та кремнезему з появою дифракційних максимумів кварцу і дегідратацією водовмісних мінералів. У температурному діапазоні 600–800 °С (стадія так званих жовтих аргілітів) зафіксовано займання та горіння вугілля всіх марок, первинну перебудову кристалічної структури алюмосилікатів та формування піростійких мінералів-хроноксенів, які за нормальних умов дуже швидко розкладаються завдяки взаємодії з водою та паром повітря, – вапна  $\text{CaO}$ , триклінного аліту  $3\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$ , моноклінного і триклінного беліту  $2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$ . За температури 900–1 200 °С (стадія “червоних аргілітів”) відбувається зародження силікатних розплавів та подальша структуризація мінералів-хроноксенів з кристалізацією моноклінного і тригонального аліту, ромбічного беліту й затвердінням рентгеноаморфного алюмосилікатного скла. В інтервалі 1 300–1 500 °С (стадія “вишневих аргілітів”) зафіксовано формування склоподібних клінкерів і базитових паралав з кристалізацією дрібних включень ромбічного муліту  $2\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2$ . У температурному діапазоні 1 600–1 800 °С з базитових паралав кристалізуються високотемпературні мінеральні асоціації з різним співвідношенням муліту, тридиміту,  $\alpha$ -кристобаліту й основного плагіоклазу.

Виконані дослідження дали змогу зафіксувати складну послідовність синтезу короткоживучих за природних умов горілих териконів мінералів-хроноксенів, що нагадує поведінку шихти під час технологічних процесів відпалювання цементного клінкера, керамічної цегли та ін. Такі мінерали дуже важко виявити на стадії охолодження перегорілих відвалів, оскільки за кліматичних умов Західної України вони активно взаємодіють з атмосферними опадами, утворюючи гідроксиди й водорозчинні солі.

## **ГЕНЕТИЧНІ СПІВВІДНОШЕННЯ ПАЛЕОАРХЕЙСЬКИХ ТОНАЛІТІВ ТА ЕНДЕРБІТІВ ВАСИЛЬКІВСЬКОГО КАР'ЄРУ (ОРИХОВО-ПАВЛОГРАДСЬКА СТРУКТУРА, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

**В. Демедюк**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
імені М.П. Семененка НАН України  
03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34  
E-mail: valena65@gmail.com*

Оріхово-Павлоградська структура Приазовського мегаблока Українського щита розташована на тектонічній межі з Середньопридніпровським мегаблоком і є зоною колізії. Метаморфічні породи цієї структури зім'яті у систему ізокліналь-

них складок, осьові площини яких падають на схід (Некряч, 1980). Метаморфічний комплекс розділено на дві формації: нижню, метабазит-ультрабазитову (новопавлівська товща) та верхню, ритмічно-осадову (вовчанська товща).

Породи новопавлівського комплексу наявні у відслоненнях по берегах р. Вовча від урочища Біла Скеля (2 км північніше від с. Васильківка) до південної околиці хутора Преображенського. У північній частині кар'єру Васильківського РДРСУ розкриті олівінові ортопіроксеніти, амфібол-піроксен-плагіоклазові кристалосланці, тоналіти й ендербіти новопавлівського комплексу.

Тоналіти – це середньозернисті породи масивної текстури. Лінійність виражена слабо. Породи складені плагіоклазом (70 %), біотитом (15 %), кварцом (10–15 %); мікроклін і апатит – поодинокі зерна. За хімічним складом тоналіти належать до нормального ряду кислих порід К-На серії. Вони мають дуже високу глиноземистість ( $al' = 3,04$ ), коефіцієнт залізистості  $K_{\phi} = 72,13$  %. Розподіл РЗЕ сильно диференційований:  $(La/Yb)_N = 64,49$  за  $Yb_N = 4,7$ ;  $(La/Sm)_N = 9,05$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0,21$ ; сума РЗЕ = 253,38 ppm. Виділено негативну європейську аномалію ( $Eu/Eu^* = 0,8$ ), яка зумовлена, вірогідно, накладеною гранітизацією. Розплав міг утворитись за часткового плавлення метабазитів. Реситова фаза розплаву містила гранат і рогову обманку. На мультиелементній діаграмі виділено негативні аномалії Nb, Sr, Ti. Згідно з Sm-Nd ізотопними даними (Щербак с соавт., 2009), тоналіти мають  $\epsilon Nd (T) = -0,2$ ;  $T_{DM} = 3\ 600$  млн років.

Циркон у тоналітах представлений коротко- і видовжено-призматичними кристалами гіацинтового типу. Поверхня граней нерівна, ребра згладжені. Колір ясно-коричневий і коричневий. У кристалах наявні численні включення, найчастіше вони прозорі, ізометричної та видовженої форми, рідше – чорні непрозорі. Їхній розмір зрідка досягає декількох десятків мікронів, найчастіше – декілька мікронів. Циркон містить ядра зі слабо вираженою зональною будовою і тонкі темні оболонки. На периферії кристалів помітно тонку рожеву облямівку циркону пізньої генерації. Уран-свинцевий ізохронний вік тоналітів за цирконом становить  $3\ 400 \pm 43$  млн років. Під час детальніших досліджень на йон-іонному мікророзонді SHRIMP виявлено, що ядра циркону мають вік  $3\ 500$  млн років (час магматизму), перша оболонка –  $3\ 400$  (час гранулітового метаморфізму), зовнішня оболонка –  $2\ 100$  млн років (час накладеного метаморфізму і гранітизації) (Щербак с соавт., 2009).

Ендербіти – крупнозернисті породи з масивною текстурою та алотріоморфнозернистою структурою. Сланцюватість виражена слабо. Мінеральний склад, %: плагіоклаз-мікроантипертит – до 70, ромбічний піроксен – до 10, кварц – 5–20, біотит – 2–10. За хімічним складом ендербіти належать до нормального ряду кислих порід натрієвої та калієво-натрієвої серій. Мають дуже високу глиноземистість ( $al' = 2,14\text{--}3,50$ ),  $K_{\phi}$  становить  $64,06\text{--}72,13$  %. На діаграмі АФМ точки ендербітів Васильківського кар'єру розташовані в полі вапнисто-лужних порід. На мультиелементній діаграмі виділено негативні аномалії Nb й Ti. Розподіл РЗЕ в ендербітах диференційований:  $(La/Yb)_N = 19,77$  за  $Yb_N = 4,6$ ;  $(La/Sm)_N = 6,31$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0,47$ . Сума РЗЕ становить  $82,87$  ppm. Виділено позитивну європейську аномалію ( $Eu/Eu^* = 1,1$ ). Розплав міг утворитись за часткового плавлення метабазитів. Реситова фаза розплаву містила гранат і рогову обманку. Циркон з ендербітів представлений видовжено- та короткопризматичними кристалами гіацинтового ти-

пу, які містять ядра. Непрозорі індивіди мають густий коричневий колір, скляний блиск і гладку рівну поверхню.

Геологічні, мінералогічні та геохімічні дані свідчать про тісний генетичний зв'язок тоналітів та ендербітів. Вони є в однаковій геологічній позиції, містять циркон з однаковою внутрішньою будовою, графіки розподілу РЗЕ та спайдер-діаграми подібні. Тоналіти відрізняються від ендербітів більшим вмістом К, Rb, Ва, легких РЗЕ, вищою залізистістю та негативною аномалією Sr, що зумовлено, вірогідно, метаморфічними перетвореннями і гранітизацією.

## **ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННОЇ БАЗИ ГЛИН І КАОЛІНІВ УКРАЇНИ**

**Е. Дехтулінський**

*Інститут геологічних наук НАН України  
01601 м. Київ, вул. Олеся Гончара, 55б, офіс 321  
E-mail: geos@geolog.kiev.ua*

На теренах України глини й каоліни надзвичайно поширені. Їхні поклади, пов'язані з різними геологічними структурами, накопичувалися від протерозою до антропогену. Глини й каоліни широко використовують у різних галузях промисловості: для виробництва тонкої та грубої кераміки, вогнетривких, формувальних і будівельних матеріалів, цементу, керамзиту, сорбентів, наповнювачів паперу, парфумів, пластмас і гуми, у виробництві мінеральних фарб, абразивів, каталізаторів, під час буріння свердловин.

Надзвичайно поширені глинисті породи – глини (червоно-бурі, строкаті, спонділові), суглинки, леси, які використовують для виробництва будівельних матеріалів – цегли, черепиці, цементу, будівельних розчинів. Геологічні запаси та ресурси цієї сировини достатні для задоволення потреб промисловості країни протягом значного часу. Каоліни, вогнетривкі, бентонітові, палигорськітові й сапонітові глини у світі поширені обмежено. Водночас в Україні розвідані родовища зі значними запасами, тис. тонн: первинного каоліну – 337 008, вторинного – 76 468, вогнетривких глин – 522 908, бентонітових – 60 770, сапонітових глин – 29 638. Запаси дефіцитних глинистих порід в Україні оцінено в 1,1 млрд тонн. Нині Україна є в десятці великих експортерів каоліну у світі.

Каоліни з умістом  $Al_2O_3$  понад 32 % і  $Fe_2O_3$  до 3 % раціонально використовувати для виробництва алюмінію та глинозему. Перспективними з цього погляду є родовища вторинних каолінів Володимирівське, Мурзинівське, Кіровоградське, первинних каолінів – Біляївське, Великогадоминецьке та ін.

На особливу увагу заслуговує Варварівське родовище, де виділено новий промисловий тип сапонітових глин. Воно не має аналогів у світі. Запаси сапоніту на родовищі становлять 29 638 тис. т, прогнозні ресурси – 20 млн т. Такі глини використовують для окатишів залізорудних концентратів, як кормові домішки у тваринництві, а також для виробництва мінеральних добрив. Унікальне Черкаське родовище бентонітових і палигорськітових глин з запасами 49 672,6 тис. т, у тім числі бентонітових глин – 4 967,6 тис. т, палигорськітових – 9 565,4 тис. т. Такі

глини можна використовувати як сорбенти, для очищення вина і продуктів, у виробництві тонкої кераміки.

Первинні каоліни передбачають видобувати селективним методом, на стадії розвідки – виділяти блоки високоякісної сировини, планують упроваджувати нову техніку й нові технології збагачення. В Інституті геологічних наук НАН України у відділі геології корисних копалин нині провадять дослідження за темою “Вивчення перспектив розвитку та використання мінеральних ресурсів глини і каолінів України”. Метою є визначення загального потенціалу глинистої сировини та розробка методики раціональнішого її використання.

## ДО ПРОБЛЕМИ ЗОЛОТОНОСНОСТІ СКЛАДЧАСТОГО ДОНБАСУ

**М. Дищук**

*Інститут геологічних наук НАН України  
01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б  
E-mail: geos@geolog.kiev.ua*

Золоте зруденіння в Дніпровсько-Донецькій провінції відоме здавна, його схарактеризовано в багатьох працях. З огляду на геологічну позицію найперспективнішою є споруда Складчастого Донбасу (Донецька структурно-металогенічна зона (СМЗ)). За багатьма ознаками Донбас можна зіставляти з відомими регіонами, де розташовані такі великі золоторудні об’єкти, як Суха Балка (Росія), Мурунтау (Узбекистан), Бендіго (Австралія) та ін., локалізовані у вуглецевмісних (чорносланцевих) формаціях.

Серед складчастих структур Донбасу головними є зона великих субширотних лінійних складок (Головна антикліналь Донбасу), північна й південна зони складчастості, Бахмутська та Кальміус-Торецька улоговини.

За масштабами прояву й рівнем промислового зруденіння Донецька СМЗ – це золотоносна область, в якій відомі дрібне родовище золото-сульфідних руд Бобрівське, Гостробугорське золото-кварцове родовище та Михайлівський золото-сульфідний рудопрояв, а також низка точок мінералізації, геохімічних і шліхових ореолів.

Досліджене золото-поліметалеve зруденіння приурочене до Головної антикліналі та менше – до структур її облямування. У розміщенні гідротермальної мінералізації виявлена чітка зональність (послідовно зі сходу на захід): високотемпературна золото-кварцова асоціація (Гострий Бугор) – золото-поліметалева (Єсаулівка, Журавка) – поліметалева (Нагольчанське, Нагольна Тарасівка) – антимоніт-кіноварна (Веровський) – дикіт-кіноварна асоціація (Микитівка). Зональність зумовлена багатостадійним постмагматичним гідротермальним процесом і розташуванням у просторі нерозкритих інтрузивних масивів, імовірно, кислого складу.

Найбільше відомих нині золотопроявів сконцентровано в Нагольному Кряжі, який є складовою частиною Нагольчанської металогенічної зони, розташованої у східній частині Донбасу вздовж Головної антикліналі (протяжність – 50–55 км за ширини 18–20 км). Він посідає особливе місце в Донецькій СМЗ.

Рудоносні зони приурочені тут до чорносланцевих і піщано-глинистих порід амвросієвської світи карбону. Зонам притаманні інтенсивне накладене окварцювання, повсюдний розвиток кварцових і кварц-анкеритових прожилкових зон, жил, прожилків. З жильними утвореннями пов'язані золота, срібна й поліметалева мінералізація. Головні відмінності золотих і поліметалевих проявів Нагольного Кряжа від поліметалевого і стибієво-ртутного зруденіння іншої частини Складчастого Донбасу такі: переважання кварцу над карбонатами в жильних утвореннях; значний вміст піриту й арсенопіриту; інтенсивніша лиственітизація та березитизація у вмісних породах.

Загалом у межах Донецької СМЗ можна попередньо виділити такі різновиди золотого зруденіння:

- золото-кварцовий малосульфідний (Гостробугорське родовище);
- золото-сульфідний (Михайлівський рудопрояв і низка слабо вивчених проявів у межах Ольховатської антикліналі);
- золото-поліметалевий (Бобриківське родовище);
- срібло-поліметалевий із золотом (Єсаулівське, Нагольно-Тарасівське, Журавське родовища).

Золоту мінералізацію фіксують майже на всьому простяганні Головної антикліналі Донбасу, де зосереджена переважна частина ендегенного зруденіння. Знахідки самородного золота відомі в більшості стибієво-ртутних і поліметалевих родовищ і проявів. Однак найвищу концентрацію золотого зруденіння зафіксовано в Південній гілці антикліналей Нагольчанського рудного району. Район сформувався завдяки перетинанню субширотної Головної антикліналі з північно-східним Єланчик-Ровеньківським лінеamentом (відомий у літературі як Центральньо-Донбаське підняття).

Сукупність наявних геологічних ознак і чинників золотого й поліметалевого зруденіння Складчастого Донбасу дає змогу по-іншому трактувати проблему його промислового значення.

Є всі підстави припускати, що наявні верхні частини гідротермальної системи, а основна маса металів зосереджена на глибині до 3 км.

## **ДО ПІЗНАННЯ ГЕОЛОГІЇ ФУНДАМЕНТУ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ**

**Д. Дригант**

*Державний природознавчий музей НАН України  
79008 м. Львів, вул. Театральна, 18  
E-mail: drygant@museum.lviv.net*

Теоретичні засади, які слугують підмурівком наявних моделей геологічної будови й історії формування фундаменту Передкарпатського прогину, детально проаналізував та оформив у вигляді робочої концепції О. Вялов ще 1955 р. Оскільки достатніх фактичних даних тоді не було, основою деяких концептуальних положень стали логічні припущення або запозичення з ліпше вивчених близьких регіонів, зокрема, Келецько-Сандомирських гір і Добруджі. Первісну гіпотетичність таких положень з часом забули і стали сприймати їх як доведені

істини, без критичного аналізу й урахування результатів пізніших геологічних досліджень у регіоні. Найважливіші положення концепції такі.

- у межах прогину міоценові відклади перекривають повністю зруйноване у пізній крейді–палеогені Сандомирсько-Добруджське пасмо, яке було складене зім'ятими й метаморфізованими під час каледонської складчастості теригенними відкладами кембрію–ордовіку. Це пасмо неодноразово було гірською спорудою, яка слугувала джерелом постачання теригенного матеріалу в розділений нею на дві частини Передкарпатський палеобасейн;
- одним із головних елементів доміоценового фундаменту прогину є потужна (понад 800 м) товща юрських карбонатних відкладів, які сформувалися за умов прогину, що утворився між краєм платформи і Келецько-Сандомирською гірською спорудою. Простягання прогину не збігається з простяганням ні герцинських, ні альпійських структурних елементів;
- юрська товща після відкладення була виведена з-під рівня моря, і на місці прогину сформувалася гірська, ймовірно, складчаста споруда, згодом цілком зруйнована в зовнішній зоні.

Не можна залишити поза увагою те, що у наведеній концепції припускають неодноразове горотворення та повну денудацію відкладів в окремих ділянках чи навіть в усьому регіоні. Концепція заперечує успадкованість структурних планів на різних етапах розвитку, пов'язує геологічні події в прогині з процесами у прилеглий геосинклінальній області й не передбачає їхній тісний зв'язок з історією розвитку південно-західної окраїни платформи.

До початку ХХІ ст. в межах Передкарпатського прогину та прилеглої частини платформи пробурено понад 100 свердловин, які пройшли всю товщу осадів фанерозою. Зіставленням розкритих розрізів з'ясовано, що відклади нижнього палеозою у прогині й на платформі утворюють безперервні фаціальні ряди, які сформувалися за умов єдиного перикратонного палеобасейну і зафіксували на ідентичних рівнях зміни в седиментогенезі, зумовлені глобальними й регіональними палеотектонічними подіями. Тому розрізам ізохронних товщ на всій території властиві однакові закономірності циклічності, напрямів фаціальної мінливості та потужностей.

Кембрій (в обсязі від подошви балтійської серії до межі з ордовіком) у Передкарпатському прогині та на платформі представлений винятково теригенними відкладами незмінної потужності – близько 538 м. На більшій частині площі розвитку відкладів розрізи повні, стратиграфічно згідно підстелені вендом і згідно перекриті ордовіком, отже – становлять з ними єдиний цикл осадонагромадження. Лише у східній периферійній смузі, починаючи приблизно від лінії Луцьк–Заложці–Чернівці, простежують поступове і все глибше розмивання відкладів (їхня потужність у свердловині Луцьк-1 досягає 534 м, у свердловині Повча-1 – 499 м) аж до повного руйнування біля межі площі поширення. У Передкарпатському прогині неповний розріз кембрію (470 м) поки що виявлений лише у свердловині Богородчани-Парище-58. Кембрійський (і старший) вік також мають відклади, які вважають нижньоюрськими (мединицька, подолецька, бортятинська та комарнівська світи).

Ранньопалеозойський безперервний цикл седиментогенезу у передкарпатській частині палеобасейну та на прилеглий частині платформи завершують відклади ордовіку, максимальна потужність яких досягає 154 м (свердловина Дер-

жив-1). Розрізи його представлені здебільшого теригенними породами, лише у свердловинах Верчани-1, Тлумач-Коломия-1, Івано-Франківськ-1, Загайпіль-1, Дубляни-4 у верхній частині відкладів поширені зернисті органогенно-детритові вапняки, що свідчить про утворення осадів у мілководних ділянках палеобасейну. Такої ж стратиграфічної повноти розрізи нижнього палеозою розкриті під юрою свердловинами Чижки-1, Посада-1 та ін. у Крукеницькій зоні.

Розвинуті в південно-східній частині прогину потужні товщі теригенних відкладів силуру (максимальна потужність – 1 102 і 1 012 м у свердловинах, відповідно, Івано-Франківськ-1 і Тлумач-Коломия-1) та нижнього девону (відповідно, 1 678 та 1 415 м у цих же свердловинах) сформувались у вузькій грабеноподібній зоні Тейссейре –Торнквіста, яка виникла у лудловському віці на краю платформи і до кінця ранньодевонської епохи повністю заповнилась осадами.

У південно-західній частині прогину (від Городоцького, Калуського та Передкарпатського розломів до Карпат) відклади середнього палеозою ніде не виявлені, а на незначно денудованій поверхні ордовику повсюдно (включно з Крукеницькою зоною) залягає дуже мінлива за фаціальним складом, проте стратиграфічно безперервна юрська товща. Вона починається осадами байосу, а закінчується титонськими, які стратиграфічно згідно перекриті відкладами неокому. Її потужність (близько 600 м) витримана в межах прогину і не залежить від фаціального складу відкладів. Простягання структурно-фаціальних зон у юрі свідчить про успадкованість структурного плану з попередніх епох.

Отже, одержані до кінця минулого століття фактичні дані спростовують гіпотезу про існування в Передкарпатському прогині каледонської гірської споруди, її кількаразові нівелювання й регенерації, а також не підтверджують припущення про значні розмивання, складчастість, зім'ятість і метаморфізацію палеозойських та мезозойських товщ, залягання міоцену безпосередньо на рифеї. Ці ж дані свідчать про те, що середньоярська трансгресія в усьому облямуванні платформи від Балтики до Чорного моря (крім деяких східних ділянок) розпочалась ізохронно у байосі, а сформовані у догері-мальмі відклади потужністю до 600 м скрізь залягають на ордовицьких (подекуди на кембрійських) і стратиграфічно згідно перекриті нижньокрейдовими. Оскільки юрський седиментаційний басейн у Передкарпатті не має ознак прогину, термін "Стрийський юрський прогин" не може бути валідний.

## **СУЧАСНИЙ ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН СОЛОТВИНСЬКОГО РОДОВИЩА КАМ'ЯНОЇ СОЛІ (ЗАКАРПАТТЯ)**

**В. Дяків, П. Білоніжка**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Солотвинське родовище кам'яної солі розташоване в південно-східній частині Тячівського р-ну Закарпатської обл. та приурочене до однойменної солянокупольної структури Закарпатського прогину. В основі Солотвинського родовища

залягають туфи новоселицької світи, їх перекривають соленосна товща тереблінської світи та надсольовий комплекс теригенних відкладів бадену (солотвинська й тересвинська світи) і нижнього сармату (басхевська світа). Завершують розріз утворення четвертинного віку (Гуревич, 1956).

Згідне залягання зазначених стратиграфічних підрозділів порушене процесами соляної тектоніки, вилуговування солей та їхньою елювіальною самоізоляцією. Процеси соляної тектоніки зумовлені перекриттям соленосної товщі теригенними відкладами, дисгармонійними дислокаціями, напруженнями та переходом соляних порід у квазітекучий стан. Інтенсивний ріст Солотвинської солянокупольної структури відбувався від сармату до голоцену.

З погляду тектоніки Солотвинське родовище – це шток солянодіапірової структури. Під четвертинними відкладами шток має в плані грушоподібну форму, довжину 1 880 м і ширину 760 м. Довга вісь орієнтована в напрямі північний захід–південний схід. Будова штока асиметрична: південно-західне крило круте (60–80°), північно-східне – пологіше (до 60°). У північно-західному й південно-східному напрямках шток занурений під кутом 15–30°.

Перекивні теригенні відклади солотвинської світи, які прорвав соляний шток тереблінської світи, внаслідок соляно-тектонічного впливу занурені, як і поверхня штока, проте кути падіння більш пологі. Незважаючи на таку деформацію, в зоні контакту солей і перекивних теригенних відкладів дуже слабо виявлені явища дроблення, брекчіювання, зміщення та загинання догори прошарків вмісних порід.

Соляна тектоніка значно ускладнила внутрішню структуру соленосної товщі. За загальної концентричної будови окремі горизонти зім'яті в горизонтальному й вертикальному напрямках, чітко виражена дисгармонійна складчастість. Серед горизонтів білої зернистої солі наявні різко зім'яті “річні” прошарки, які ніби зрізані й виклинюються до контакту з сусіднім горизонтом сірої солі. Водночас сіра сіль зім'ята слабо, в ній нема значних складок. Глинисті горизонти соленосної товщі розсланцьовані, в них трапляються численні дзеркала ковзання і тріщини, виповнені волокнистою сіллю.

У соленосній товщі є шари і блоки теригенних порід, приурочені до різних горизонтів. Звичайно ці включення деформовані, розламані й розірвані на частини та уламки різного розміру. У ядрі залягають глиниста сіль і соленосні глини.

Верхня частина розрізу складена четвертинними відкладами, представленими галькою, гравієм, піском і суглинком. Між четвертинними відкладами та соленосною товщею локалізований водотривкий прошарок глин, який утворився внаслідок елювіального вилуговування солей та їхньої самоізоляції (місцева назва – пеллаг).

Залягання солей поблизу поверхні зумовило те, що сіль у Солотвині видобували ще у другому тисячолітті до нашої ери. У XIII ст. розпочали видобуток солі за допомогою перших соляних копалень, з 1774 р. – будівництво шахт (“Миколай”, “Альберт”, “Христина”, “Йосиф”) у східній частині Солотвинського купола, на яких працювали сотні шахтарів. У 1808 р. заклали шахту № 7, яка функціонувала до 1952 р. Нині всі ці шахти затоплено, а над ними утворилися озера.

До 2008 р. в Солотвині працювали дві копальні: шахта № 8, побудована 1886 р., і шахта № 9, введена в експлуатацію 1975 р. Щорічний видобуток солі протягом 80-тих років XX ст. перевищував 500 тис. тонн (близько 10 % від за-

гального видобутку солі в Україні). Балансові запаси солі Солотвинського рудника становили 30 млн тонн за загального об'єму соляного купола ~2 млрд тонн. Крім видобутку солі, соляні шахти мали важливе наукове й лікувальне значення: тут функціонувала Солотвинська низькофонова підземна лабораторія Інституту ядерних досліджень НАН України та підземні відділення різних алергологічних лікарень.

Видобуток солі, наукові дослідження та лікування хворих різко обмежили протягом 2005–2007 рр., а у травні 2010 р. цілком припинили внаслідок аварійного затоплення останньої солотвинської шахти. Причина “загибелі” шахт – активний розвиток соляного карсту через різке зростання водопритоків із четвертинних відкладів. Це притім, що в соляних шахтах води взагалі не мало би бути. Зокрема, якщо водопріток у гірничі виробки шахти № 9 на початку 2005 р. становив 25 м<sup>3</sup>/год, то наприкінці 2008 р. – вже 600 м<sup>3</sup>/год. На шахті № 8 ситуація розвивалась за аналогічним прогнозованим сценарієм: зі стабільних 100 м<sup>3</sup>/год на початку 2010 р. через розмивання міжшахтного цілика водопрітік нині збільшився до 300 м<sup>3</sup>/год.

Сучасні геоекологічні та гідрогеологічні умови Солотвинського родовища кам'яної солі, ускладнені низкою помилок і недоліків під час гірничо-видобувних робіт, зумовили затоплення всіх без винятку копалень з таких причин:

- близьке розташування соляного купола до земної поверхні;
- особливості геологічної будови й техногенної дезінтеграції перекирваних відкладів, передусім – порушення відкладів глинистого пелагу;
- наявність водоносних горизонтів, які оточують з усіх боків соляне тіло, їхнє постійне підживлення завдяки інфільтрації значної кількості атмосферних опадів;
- активність процесів природного соляного карсту та його техногенна активізація під час гірничодобувних робіт (Короткевич, 1970);
- складна форму рельєфу поверхні соляного купола, який є наслідком розвитку процесів приповерхневого вилуговування солі;
- співвідношення висотних позначок рельєфу соляного купола і бічних корінних порід, за якого були умови для переливання вод з бічних порід на поверхню купола;
- спрямованість головних потоків четвертинних водоносних горизонтів у бік соляного тіла;
- складна внутрішня будова соляного покладу: наявність усередині соляного масиву глинистих прошарків і глинисто-соляної брекчії, а також ділянок слабо зцементованої солі;
- порушення технології експлуатації соляних копалень у разі перехоплення надсольових вод дренажними гірничими виробками, порушення цілісності соленосних товщ під час вибухових робіт та ін.

Усі ці умови та помилки потрібно брати до уваги в майбутньому в разі проектування й будівництва нових копалень у межах Солотвинського родовища чи аналогічних геологічних структур Карпатського регіону.

Нині невідкладним геоекологічним завданням є збереження широко відомих за межами Закарпаття Солотвинських соляних озер, які стали єдиним місцем, де можна підтримувати рекреаційну галузь селища. Солотвинські соляні озера активно використовували з лікувальною метою ще на початку ХХ ст., коли в захід-

ній частині соляного купола почали провалюватися старі шахти Кунігунда, Альберт, Йосиф, Миколай, Христина, в яких солі залягали поблизу поверхні.

Збереження соляних озер після того, як припинили експлуатацію солотвинських шахт, надзвичайно актуальне. Ця проблема визначає нагальну необхідність вивчення їхнього гідрогеологічного режиму та впливу на розвиток соляного карсту (Шаркань зі співавт., 2001).

## **ОНТОГЕНІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНИХ НОВОУТВОРЕНЬ МІРАБІЛІТУ ІЗ ВТОРИННОЇ РОПИ ТА ДИНАМІКА САМОІЗОЛЯЦІЇ ХВОСТОСХОВИЩ І СОЛЕВІДВАЛІВ КАЛІЙНИХ РОДОВИЩ ПЕРЕДКАРПАТТЯ**

**В. Дяків, Х. Цар**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: khrystynatsar@gmail.com*

Унаслідок розробки Калуш-Голинського та Стебницького родовищ калійних солей геологічне середовище прилеглих територій зазнало різких змін. Калійні поклади розробляли підземним та відкритим способами. Некондиційні солевмісні породи складували у відвали, а рідкі відходи збагачення та дренажні води гірничих виробок накопичували у спеціально побудованих технічних водоймах – хвостосховищах. Ці об'єкти зумовлюють суттєве погіршення гірничо-геологічних умов, пов'язане з розвитком соляного карсту та просіданням денної поверхні над виробленим простором копалень, сприяють підвищенню мінералізації поверхневих та підземних вод (Крижанівський зі співавт., 2008).

Об'єктами наших досліджень були хвостосховище та солевідвали Стебницького ДГХП Полімінерал, рекультивоване (№ 1) та переповнене (№ 2) хвостосховища, зовнішні солевідвали ДП Калійний завод ВАТ "Оріана" (м. Калуш).

Методика досліджень полягала в картуванні території на підставі аналізу космоснімків та онтогенічному описі мірабілітових новоутворень на схилах солевідвалів і дамбах хвостосховищ. Мінерали діагностували візуально та підтверджували рентгенодифракційним аналізом і поляризаційною оптичною мікроскопією.

Витоки на денну поверхню інфільтратів з підвищеною мінералізацією із дамб хвостосховищ та схилів солевідвалів калійних родовищ Передкарпаття за умов стійкого переохолодження (нижче 4–5 °С) стають ділянками кристалізації мірабілітових агрегатів.

За наявності в розчині NaCl температура випадіння мірабіліту знижується (Куровець, 1996). У цьому разі новоутворені кристаліти під дією сили гравітації осаджуються на дно потоку, і за значної кількості з часом формують механічні бар'єри різного розміру, своєрідні мікро- та макрогреблі (за R. Létolle).

Під час детальних польових та онтогенічних досліджень з'ясовано, що загальна потужність мінеральних новоутворень прямо пропорційна до інтенсивності фільтраційного потоку ропи. Під ропою ми розуміємо різною мірою мінералізовані води, які певний час взаємодіяли з легкорозчинними мінералами, наявними

у хвостосховищах та солевідвалах калійних родовищ Передкарпаття (каїнітом, лангбейнітом, галітом, сильвіном, полігалітом тощо). Після прямого витікання ропи із хвостосховищ та вилугованих інфільтратів з солевідвалів відбувається їхнє розбавлення атмосферними і ґрунтовими водами (Семчук, Шкіца, 2004).

Ропи, з якої формується агрегат, має певну площу водозбору. З неї атмосферні опади фільтруються в солевмісні відходи та хвости флотації. Легкорозчинні солі в разі контакту з атмосферними опадами формують вторинну ропу. Під час вилуговування відвальних порід відбувається винесення солей та самоізоляція глинистим матеріалом соленосних відходів, які залягають нижче. Самоізоляція схилів може відбуватись у тому випадку, якщо нема процесів суфозії.

З часом унаслідок взаємодії атмосферних опадів з ізольованою товщею солевідвалів розчинення соляних відходів зменшується за однакової кількості опадів. Це призводить до зменшення концентрації солей, у тім числі  $\text{Na}^+$  та  $\text{SO}_4^{2-}$ . У разі кристалізації мірабіліту із вторинної ропи змінюється онтогенез мінеральних новоутворень, припиняється утворення суцільних агрегатів, а друзові агрегати мають меншу кількість зароджень. В окремих випадках зафіксовано розчинення й перекристалізацію. Ці явища дають підстави стверджувати про прояви в часі ефекту самоізоляції.

Про повну ізоляцію ділянок водозбору хвостосховищ та солевідвалів свідчить відсутність мірабілітових агрегатів у зимово-весняний період та різке зменшення мінералізації вторинної ропи.

Отже, наявність чи відсутність мірабілітових новоутворень на укосах дамб хвостосховищ і схилах солевідвалів та їхні онтогенічні особливості є чітким індикатором самоізоляції схилів глинистим матеріалом.

Спостереження за еволюцією онтогенезу мінеральних агрегатів мірабіліту дає змогу відстежувати ступінь самоізоляції окремих ділянок солевмісних відходів та хвостів флотації з часом.

## **ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІНИ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ УМОВ НА ТЕРИТОРІЇ, ПРИЛЕГЛІЙ ДО ХВОСТОСХОВИЩА ПІВНІЧНОГО ГІРНИЧОЗБАГАЧУВАЛЬНОГО КОМБІНАТУ В КРИВОМУ РОЗІ**

**Г. Євграшкіна, В. Войцеховська**

*Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара  
49010 м. Дніпропетровськ, просп. Гагаріна, 72  
E-mail: cdep@mail.dsu.dp.ua*

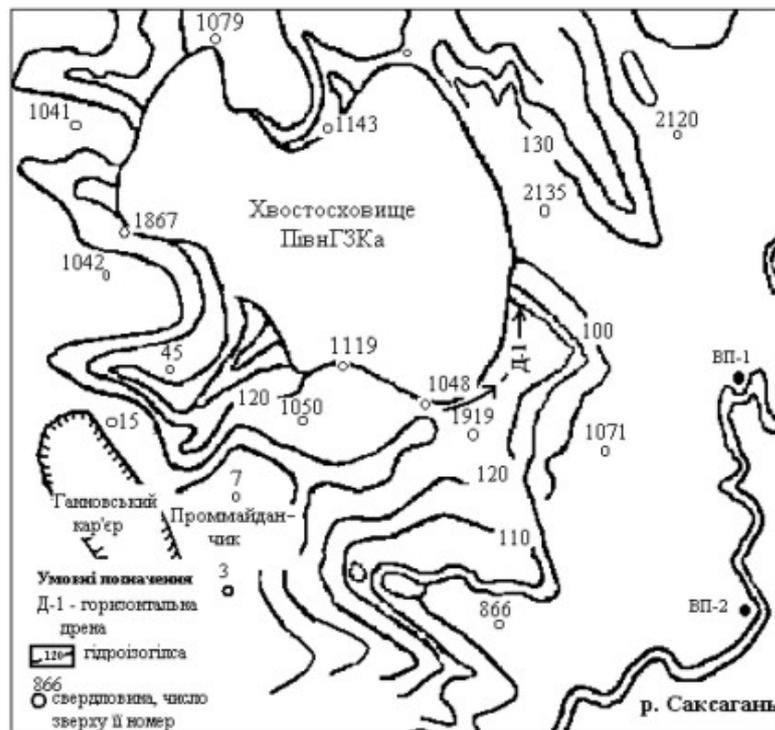
Криворізький залізорудний басейн – один із найбільш техногенно навантажених регіонів України. На його території є шахти, рудники, кар'єри, збагачувальні фабрики та хвостосховища.

Об'єктом дослідження є хвостосховище Північного гірничозбагачувального комбінату, яке експлуатують з 1963 р. У нього скидають відходи збагачення залізних руд, шахтних і кар'єрних вод, промислових стоків. Хвостосховище побудовано без протифільтраційного покриття в балці, дно та схили якої складені суглинними породами. Активна взаємодія техногенних вод хвостосховища з гли-

нистими породами призводить до зменшення водотривких властивостей цих порід. Таке явище пояснюють посиленням коагуляційних зв'язків між глинистими частинками за умов фільтрації (Приклонский, 1952), тому концентрація розчинених солей не повинна перевищувати поріг коагуляції (Евграфкина, 2003). Нині мінералізація води у хвостосховищі становить 12 г/дм<sup>3</sup>. Вміст іонів Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> у воді хвостосховища значно перевищує поріг коагуляції, тому коефіцієнт фільтрації з часом зростатиме.

Виконані обчислення засвідчили, що висота стовпа води у хвостосховищі (відстань від поверхні землі до дна) становить 10,3 м. Абсолютна позначка дна хвостосховища – 129,33 м.

За даними режимних спостережень у свердловинах 1 119, 1 048, 1 143, 1 867 і 1 079 (див. рисунок) обчислено відстань від дна хвостосховища до рівня підземних вод. Обчислення засвідчили, що потужності слабо проникного горизонту поблизу свердловин 1 867, 1 048 і 1 119 змінюються від 3,3 до 4,6 м. Такі результати дають змогу припустити, що між рівнем підземних вод і нижньою межею водонасиченої частини хвостосховища утворився слабо проникний техногенний горизонт, який можна трактувати як межу третього роду. Коефіцієнт фільтрації становить 0,01 м/добу, а значення перетікання  $q$  біля свердловини 1 119 становить 0,0233 м/добу, або 8,5 м/рік. Це досить великі витрати.



Карта-схема південної частини Північного гірничозбагачувального комбінату.

На ділянці, де слабо проникного техногенного горизонту нема (поблизу свердловин 1 143 і 1 079), хвостосховище є межею другого роду, і в ньому відбуваються втрати крізь дно і стінки.

Унаслідок збільшення коефіцієнта фільтрації техногенного водоносного горизонту фільтраційні втрати із хвостосховища з часом зростатимуть, що приведе до підняття рівня підземних вод на прилеглих територіях та інтенсивнішого забруднення водоносного горизонту, яке кількісно оцінено за міграційною схемою “невпорядкована макродисперсія” (Євграфіна, 2003).

## **ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ І ҐРУНТОВО-МЕЛІОРАТИВНІ ПРОБЛЕМИ ГІРНИЧОДОБУВНИХ РЕГІОНІВ ТА ШЛЯХИ ЇХНЬОГО ВИРІШЕННЯ НА ПРИКЛАДІ ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ І КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ**

**Г. Євграфіна, Н. Шерстюк, І. Власова**

*Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара  
49010 м. Дніпропетровськ, вул. Гагаріна, 72  
www.dnu.dp.ua*

Західний Донбас і Криворізький залізорудний басейн – потужні гірничодобувні регіони України. Нині в Західному Донбасі функціонує 10 вугільних шахт і значна кількість промислових підприємств, які обслуговують вугільну промисловість. Усі техногенні чинники суттєво і негативно впливають на різні компоненти навколишнього середовища. Видобуток вугілля супроводжується інтенсивним водовідливом шахтних вод підвищеної мінералізації, які акумулюються у ставках-накопичувачах. Ставки побудовано без екранізації днищ у породах з високими фільтраційними властивостями, тому вони є джерелом забруднення підземних і поверхневих вод. Породи, які видобувають з гірничих виробок, висипають на поверхню землі, заповнюючи природні й техногенні зниження рельєфу. Під впливом цих та інших техногенних чинників екологічна ситуація в регіоні погіршується.

Надзвичайно складні екологічні умови й у Криворізькому гірничопромисловому районі, де видобувають залізну руду кар’єрним і шахтним способом (10 кар’єрів завглибшки до 300 м і 20 шахт, максимальна глибина яких досягає 1 125 м). З шахт і кар’єрів щорічно відкачують близько 50 млн м<sup>3</sup> високомінералізованих (12–30 г/дм<sup>3</sup>) вод. Їх складують у хвостосховища і скидають у ріки Інгулець та Саксагань. Ці води не придатні для зрошування й водопостачання. Порушують екологічну рівновагу відвали порід, які охоплюють площу близько 6 000 га. Речовини з відвалів і хвостосховищ потрапляють в атмосферу, ґрунти, підземні й поверхневі води, що призводить до посилення екологічного ризику.

Для наукового обґрунтування, розробки і здійснення на зазначених територіях комплексу природоохоронних заходів необхідні узгоджені багатопланові наукові дослідження, об’єднані системою гідрогеологічного моніторингу. Це складна багатоступенева динамічна природно-техногенна система контролювання й керування режимом підземних вод із зворотнім зв’язком між ними. Режимна мережа спостереження – перша і головна складова гідрогеологічного моніторингу – на техногенно порушених територіях повинна водночас вирішувати задачі контролювання і прогнозування з урахуванням специфіки методів прогнозних розрахунків. З цих позицій розроблено гідрогеологічне обґрунтування її структури.

Постійно діюча математична модель (ПДММ) зміни гідрогеологічних умов регіону разом з режимною мережею спостереження – важлива та обов'язкова складова сучасного регіонального гідрогеологічного моніторингу. Вона повинна бути багатофункціональна і допомагати вирішувати всі види гідрогеологічних задач.

Для вдосконалення раніше створеної ПДММ гірничодобувної території Західного Донбасу розроблено теоретичне обґрунтування і шляхи практичного вирішення її складової частини, яка моделює перенесення речовини підземними водами. Її доповнено великомасштабними математичними моделями територій, що прилягають до локальних об'єктів забруднення підземних вод ставками-накопичувачами і зайнятих шахтними відвалами. Теоретично обґрунтовано метод рекультивації територій, який передбачає систематичне зрошування на тлі горизонтального дренажу. Запропоновано його параметри.

Результати досліджень викладені у праці Г. Євграшкіної (2003). Аналогічні дослідження виконані для Криворізького залізрудного басейну (Шерстюк, Власова, 2004). Зазначимо, що в цьому регіоні ще інтенсивно розвиваються процеси вторинного засолювання на територіях, які прилягають до хвостосховищ і обвідного каналу (Північний гірничо-збагачувальний комбінат). Для боротьби з ними рекомендовані колоїдно-сольові покриття, які поглинають розчинену сіль, однак пропускають воду (Соколовский, 1971). Теоретичні дослідження з усіх наведених напрямів значно випереджають їхнє практичне здійснення.

## **ГОЛОВНІ ПОЛОЖЕННЯ МАГІСТЕРСЬКОЇ ПРОГРАМИ ПІДГОТОВКИ ЗА СПЕЦІАЛЬНІСТЮ “ГІДРОГЕОЛОГІЯ”**

**Г. Євграшкіна, Н. Шерстюк, Т. Мокрицька**

*Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара  
49010 м. Дніпропетровськ, вул. Гагаріна, 72  
[www.dnu.dp.ua](http://www.dnu.dp.ua)*

Відповідно до положень Болонської декларації та пропозиції ректора Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара, схваленої Вченою радою університету, кафедра геології та гідрогеології розробила освітньо-професійну програму підготовки магістра з терміном навчання 1,5 роки.

Графік навчального процесу за освітньо-професійною програмою підготовки магістра з терміном навчання 18 місяців відповідає 3 348 год (93 кредити) та складається з нормативних навчальних дисциплін і циклу професійної та практичної підготовки, який містить нормативну (60–70 %) та вибіркову (40–30 %) частини.

Запропоновано такий варіант освітньо-професійної програми підготовки магістра за спеціальністю “Гідрогеологія”.

Нормативна частина містить такі дисципліни: методологія та організація наукових досліджень, методика викладання у вищій школі, педагогіка та психологія вищої школи, іноземна мова професійного спрямування, основи екологічного законодавства, планування та аналіз наукового експерименту, охорона праці в галузі та ін.

Цикл професійної та практичної підготовки розроблений з урахуванням можливості підготовки як наукових, так і науково-педагогічних кадрів та особливостей наукової проблематики регіону. До циклу залучено такі дисципліни:

- за вибором навчального закладу: математичне моделювання гідрогеологічних процесів, основи теорії вологоперенесення, екологічна геологія, моніторинг геологічного середовища, геоінформатика, техногенна гідрогеологія;
- за вибором студента: інженерно-геологічне прогнозування, мінеральні води України або методика складання спеціальних інженерно-геологічних карт, проблеми палеогідрогеології.

Важливою складовою навчання у магістратурі є виконання завдань магістерської дипломної праці з елементами наукового дослідження.

На початку навчання кафедра проводить науковий семінар для ознайомлення магістрів з головними науковими напрямками роботи кафедри та обрання ними теми майбутньої випускної праці. Формулюють тему та завдання випускної магістерської праці протягом місяця. Завдання складається з теми роботи, мети, головних питань, які належить розробити, та переліку графічного матеріалу. Кожне завдання розглядають на методичному семінарі кафедри та затверджують. На підставі завдання розробляють календарний план робіт, який теж розглядають і затверджують.

Обов'язковою складовою процесу написання магістерської праці є передзахист, який проводять на кафедрі за сім-десять днів до захисту на засіданні Державної комісії. На передзахист магістр подає переплетену книгу випускної праці та чернетки графічного матеріалу. Головна мета передзахисту – оцінити виконання всіх пунктів завдання.

Оцінюють дипломну працю методом “штрафних балів”: від максимальної оцінки 5,5 (105 балів) віднімають штрафні бали за порушення (невиконання одного або двох пунктів завдання, помилки в оформленні, формулах, термінах, неправильне представлення графічного матеріалу, занадто довга доповідь, неправильні відповіді тощо). Кожне порушення має свою градацію.

Викладену методику застосовують на кафедрі геології та гідрогеології вже протягом 10 років, і вона засвідчила свою дієвість та ефективність.

## **ДОСЛІДЖЕННЯ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ р. ІНГУЛЕЦЬ ЯК ЧИННИК МОНІТОРИНГУ ВОДНОЇ ЕКОСИСТЕМИ КРИВОРІЗЬКОГО ГІРНИЧО-МЕТАЛУРГІЙНОГО БАСЕЙНУ**

**Н. Журавель**

*Відділ проблем екологічної геології та розробки рудних родовищ  
Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України  
50000 м. Кривий Ріг, вул. Пушкінська, 376*

Гірничо-металургійні регіони є джерелом постачання в навколишнє середовище забруднювальних речовин, у тім числі мінеральних, які порушують рівновагу природних екосистем. Значна їхня кількість локалізована в донних осадах

річок і зберігається там протягом тривалого часу, формуючи джерела вторинного забруднення водою.

Ми досліджували сучасні донні осади р. Інгулець – найбільшої правої притоки Дніпра, яка перетинає надзвичайно забруднений регіон України – Криворізький залізорудний басейн. Довжина ділянки моніторингу становила близько 350 км. Мета досліджень – визначити можливість використання мінералогічних і петрографічних характеристик сучасного річкового осаду як індикаторів техногенного забруднення території Криворіжжя.

З півночі на південь у долині р. Інгулець виділено три зони з різним рівнем техногенного навантаження: умовно чисту, активного техногенезу і техноплагену (нижче від Криворізького басейну). Річковий осад досліджено за п'ятьма профілями, які орієнтовані перпендикулярно до видовження долини. Проби осаду масою 3–5 кг відбирали з шару 0–30 см від дна.

У складі проб діагностовано значну кількість компонентів: гірські породи, руди й мінерали, мінеральні утворення промислового походження, органічні залишки. Результати еколого-мінералогічних досліджень засвідчили, що компоненти осаду і сучасного геологічного середовища за походженням можна поділити на чотири групи.

1. Природні компоненти – основа сучасного геологічного середовища. Вони поширені на всій доступній для дослідження земній поверхні і представлені утвореннями кори звітрювання, континентальними й морськими осадами, гірськими породами, рудами, мінералами, викопними органічними рештками, сучасною фауною і флорою.

2. Техногенно змінені, частково перетворені й переміщені природні компоненти, представлені відходами гірничо-видобувних і збагачувальних підприємств. Під час промислового циклу природні компоненти подрібнюють, збагачують, вони зазнають хімічного й фізичного впливу, їх транспортують зі значних глибин у відвали та хвостосховища. В сучасній екосистемі вони є сторонніми об'єктами і відрізняються від її природних компонентів за будовою, хімічним і мінеральним складом.

3. Техногенні (штучно утворені) компоненти осаду представлені частинками металургійного шлаку, шламом, скляними й металевими кульками, металевою стружкою і ломом, уламками цегли та інших будівельних матеріалів, скла тощо. Техногенні компоненти дуже нестійкі за умов сучасного середовища.

4. Природно відновлені техногенні компоненти – це частково відновлені природою продукти техногенезу, які за складом і властивостями є перехідними між штучно утвореними і природними. З часом вони поступово втрачають ознаки індустріального чи сільськогосподарського походження і трансформуються у природні компоненти навколишнього середовища. Процес їхнього перетворення супроводжується частковим розчиненням, заміщенням і перекристалізацією штучно утвореної мінеральної речовини.

Виявлені компоненти розподілені в долині річки нерівномірно. У першій і третій зонах району досліджень домінують природні компоненти, у другій значно переважають неперіодні.

Отже, сучасна гідросистема перебуває під значним впливом діяльності гірничо-видобувних і металургійних підприємств.

Для моніторингу екологічного стану поверхневих водойм доцільно визначати у складі донних осадів природні, техногенно змінені природні, техногенні та природно відновлені техногенні компоненти. У відкладах незабруднених територій домінують природні компоненти.

Під впливом техногенезу річковий осад набуває аномальні властивості, які зумовлені наявністю неприродної складової – часток металургійних шлаків і шлаків, вогнетривів, продуктів збагачення залізистих кварцитів тощо. Вони є індикаторами забруднення і визначають мінеральну форму елементів-забруднювачів.

## **АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ**

**Н. Зинчук**

*Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия)  
Российская Федерация, г. Мирный  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Коренные месторождения алмазов кимберлитового типа наиболее детально изучены на Сибирской, Африканской и Восточно-Европейской платформах.

В частности, на Сибирской платформе в 25 кимберлитовых полях известно более тысячи кимберлитовых трубок, даек и жил, из которых только в Анабарской субпровинции – более 700. В 150 диатремах провинции есть алмазы, восемь тел разрабатывают (трубки Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Сытыканская, Юбилейная, Зарница и Нюрбинская), а на диатремах имени XXIII съезда КПСС и Дачная добычу завершили. Отдельные месторождения в различной степени готовы к эксплуатации или начато их частичную разработку (трубки Краснопресненская, Комсомольская, Дальняя, Иреляхская, Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Поисковая и др.).

Несмотря на длительность исследований алмазоносности Сибирской платформы, начало которых связано с работой В. Соболева, опубликованной в 1951 г., многие её аспекты до настоящего времени неясны. Это касается проблемы коренных источников алмазов красноярского и иркутского секторов, алмазов “эбеляхского” типа, причин разной продуктивности кимберлитовых полей Анабарской и Вилюйской субпровинций, связанных, по мнению некоторых исследователей, с единым протолитом.

Требуют более углубленного осмысления обширные материалы, касающиеся радиологического датирования алмазоносных и потенциально алмазоносных магматитов, роли разломов, авлакогенов, геофизических характеристик разных по продуктивности кимберлитовых полей основных субпровинций.

Уязвим и требует пересмотра сам термин “Якутская алмазоносная провинция” (ЯАП), который по мере возрастания и реализации перспектив Красноярского и Иркутского сегментов платформы может быть изменён (например, Восточносибирская алмазоносная провинция).

Необходимо дополнительно исследовать устоявшиеся представления об эпохах становления кимберлитов Сибирской платформы, из которых практически

значимыми признают только среднепалеозойскую и, с большими оговорками, триасовую. При этом отмечают общее падение продуктивности кимберлитов от центра провинции к периферии, что объясняют различными причинами.

Поля развития кимберлитов и родственных им пород с различными геохимическими характеристиками формируют концентрическую геохимическую зональность в пределах ЯАП.

От периферии к центру родственные кимберлитам магматиты сменяют кимберлиты таких субфаций: пироповой, алмаз-пироповой и высокоалмазоносные кимберлиты.

В кимберлитах, удалённых от центра ЯАП, преобладают ромбододекаэдрические кристаллы алмаза и значительна роль округлых алмазов. В центральной части кимберлиты содержат преимущественно высокотемпературные октаэдры.

Все доступные для анализа материалы учтены нами при характеристике особенностей становления продуктивных и потенциально продуктивных тел Сибирской платформы (Вилюйская, Анабарская, Алданская и Ангаро-Тунгусская субпровинции), рассмотренных по основным историко-минерагеническим этапам: ранне- и позднепротерозойскому, каледонскому (раннепалеозойскому), раннегерцинскому ( $D_3-C_1$ ), позднегерцинскому ( $C_2-T_2$ ), киммерийскому ( $T_3-J$ ), раннеальпийскому ( $K$ ) и позднеальпийскому ( $KZ$ ).

Для каждого этапа составлены картографические материалы, на которых, помимо сведений о потенциально алмазоносных магматитах, обобщены имеющиеся данные по карбонатитам, “родственникам-антагонистам” кимберлитов. Выявлены как общие, так и частные черты становления продуктивных магматитов каждой субпровинции в связи со спецификой тектонической активности Сибирской платформы и её обрамления.

Наиболее интересные данные по коренной алмазоносности древних платформ мира можно получить в результате рассмотрения материалов по упомянутым выше временным срезам-этапам палеогоя и неогоя.

Отмечено (Зинчук с соавт., 2005–2010), что в процессе становления продуктивных магматитов в пределах Сибирской платформы разные части Восточносибирской алмазоносной провинции оказались в разные временные интервалы в различных историко-минерагенических провинциях (ИМП). Их пространственное совмещение отражает миграцию кимберлитообразования в пространстве и времени.

Под историко-минерагеническими провинциями мы понимаем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляции рудного или нерудного вещества, сформировавшихся в определённый историко-минерагенический этап. Акцент сделан на хронологическую сторону рудообразования, что отличает ИМП от традиционного определения минерагенических мегапровинций.

Первый выход на поверхность алмазоносных магматитов в раннем протерозое по периферии Сибирской платформы произошёл в Алданской, Усть-Ленской и Приенисейской ИМП.

Вклад рифейского этапа и его авлакогенеза в алмазоносность Сибирской платформы был определяющий, поскольку рифей – это время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления алмазоносного материала в верхние горизонты земной коры в периферических частях. Для ри-

фея выделено Анабарско-Оленёкскую, Ангаро-Тунгусскую и Алдано-Становую историко-минерагенические провинции.

В раннепалеозойский этап участки наиболее интенсивного проявления каледонского алмазоносного магматизма были в Вилюйской и Анабарско-Оленёкской ИМП.

К раннегерцинскому этапу (средний девон–ранний карбон) отнесены Вилюйская, Анабарско-Оленёкская и Ангаро-Тунгусская ИМП. Наиболее перспективным регионом для поисков коренных месторождений алмазов этого периода является юго-запад Сибирской платформы, где по особенностям алмазов и их минераловспутников выделено шесть алмазоносных районов: Присяянский, Чуно-Бирюсинский, Муру-Ковинский, Илимско-Катангский, Нижнетунгусский и Тычанский.

Позднегерцинские (средний карбон–средний триас) потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты известны в Анабарско-Оленёкской и Ангаро-Тунгусской ИМП.

Кимберлиты и лампроиты триаса и юры (киммерийский этап) известны или предполагаются в Нижнеленской и Алданской (верхнеюрские лампроиты) ИМП, а также в Северном Таймыре (триасовые лампроиты и слюдяные кимберлиты).

Меловые магматиты трубчатого типа (раннеальпийский этап) известны на Сибирской платформе в Нижнеленской и Алданской ИМП.

Кайнозойские (позднеальпийский этап) известны на северо-востоке и юго-западе платформы и отнесены к Ангаро-Нижнеленской и Алданской ИМП. В пределах Ангаро-Нижнеленской известны палеогеновые кимберлиты и крупные вулканотектонические структуры с импактными алмазами – эоценовые Попигайская и Беенчима-Салаатинская.

Проведённые комплексные и обобщающие исследования показали, что разногласия мнений, касающаяся тектонических аспектов локализации коренных месторождений алмазов на описываемой территории, в большей части связана с недостаточностью наших знаний о строении и алмазоносности значительной части Сибирской платформы. В её пределах есть площади россыпных узлов и кимберлитовых полей, изученные десятками тысяч скважин, в то время как значительная часть платформы (особенно западная половина) обследована недостаточно.

Поэтому надо существенно расширить исследования (особенно радиологические) других, кроме уже известных, эпох алмазообразования. Ведь, например, на Африканской платформе, нет не промышленно алмазоносных временных интервалов кимберлитобразования, хотя их количество вполне отвечает восточносибирским.

Верность подобных утверждений подтверждает и принадлежность кимберлитов высокоалмазоносного Накынского поля (Средне-Мархинский алмазоносный район) к новой для Сибирской платформы раннепалеозойской эпохе мощного корообразования и кимберлитового магматизма.

## ГЕНЕЗИС ГАННІВСЬКОГО МОЛІБДЕНОВОГО РУДОПРОЯВУ В КРИВОРІЗЬКО-КРЕМЕНЧУЦЬКІЙ ЗОНІ

**В. Іванов, Н. Дуднік**

*Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара  
49010 м. Дніпропетровськ, просп. Гагаріна, 72  
E-mail: cdep@mail.dsu.dp.ua*

Ганнівський рудопрояв розташований у районі однойменного родовища залізистих кварцитів. Молібденоносна (з підпорядкованими міддю та вольфрамом) зона в його межах витягнута в субмеридіональному напрямі на 9 км уздовж тектонічного (за розломом) контакту нижньопротерозойських гранітоїдів кіровоградського комплексу з породами новокриворізької світи, що також належать до нижнього протерозою і представлені, головню, амфіболітами, в яких зосереджене найпродуктивніше зруденіння, сланцями та кварцитами.

Молібденіт у вигляді лусочок розміром до 2 мм звичайно рівномірно розподілений у породі. За наявності сланцюватості він виповнює в породі тріщини, а також простежується у кварцових прожилках. У рудних зонах є магнетит, пірит, піротин, халькопірит, галеніт, сфалерит, арсенопірит, бісмутин, шееліт. Рудні тіла потужністю до 54 м за вмісту молібдену 0,01 % і більше (до 0,176 %) оконтурені за результатами опробування керна свердловин.

Незважаючи на те, що рудопрояв вивчають з перервами вже 40 років, генезис його остаточно не з'ясований. Тому ми спробували визначити ознаки, які так чи інакше свідчать про генезис руд, на підставі даних обробки (з використанням кореляційного аналізу) 3 265 спектральних аналізів проб, відібраних із керна 16 свердловин розшуково-оцінного буріння, виконаного в центральній частині рудопрояву (ділянка "Червона"). Опрацьовано геохімічні вибірки, що репрезентували як загальну сукупність рудовмісних порід та їхні головні різновиди, так і відміни амфіболітів, оскільки саме амфіболіти на рудопрояві є головними носіями корисних компонентів.

Аналізування отриманих даних дало змогу визначити декілька найчіткіше виявлених ознак: 1) повну відсутність кореляційного зв'язку між Mo та W, а також порівняно слабкий зв'язок цих елементів з іншими металами (це свідчить про відокремленість зруденіння Mo та W); 2) достатньо стійке сумісне перебування в рудах Ag, Pb, Zn та Cu, що може свідчити про існування єдиної (срібло-поліметалевої) асоціації; 3) приуроченість аномально високого вмісту головних цінних компонентів руд – Mo, Cu та W – до ділянок інтенсивного окварцювання амфіболітів, що наводить на думку про суттєву роль гідротерм (остаточно не з'ясованого походження) під час перерозподілу рудної речовини.

З урахуванням результатів виконаного кореляційного аналізу, відомостей про рудопрояв, отриманих попередніми дослідниками, а також інформації про молібденові родовища світу, достатньо переконливим, з нашого погляду, є припущення про поліхронність описуваного зруденіння. У разі виявлення ознак, що свідчать про теригенне утворення порід, які були початковими для рудоносних амфіболітів, з'являється певний привід для висновку про можливе сингенетичне накопичування металів (наприклад, вольфраму, стратиформні родовища якого

відомі). Очевидно, певну (можливо, одну з провідних) роль відігравав розлом, уздовж якого межують гранітоїди і рудоносні амфіболіти.

Отже, принципова проблема генезису руд досить перспективного Ганнівського рудопояву, на жаль, поки відкрита і, на нашу думку, потребує цілеспрямованого подальшого вивчення й обмірковування.

## **АКТУАЛЬНІ НАПРЯМИ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ МЕТАЛУРГІЙНИХ ВІДХОДІВ І ПРОДУКТІВ ЇХНЬОЇ АГЛОМЕРАЦІЇ**

**В. Іванченко**

*Криворізький технічний університет  
50027 м. Кривий Ріг, вул. XXII партз'їзду, 11  
E-mail: ktu@alba.dp.ua*

Агломерат – це штучно створена металургійна сировина. Його спікають за температури 1 300–1 500 °С до часткового плавлення шихти з наступним утворенням нових кристалічних фаз і скла, які грудкують пухкий вихідний матеріал. Під час введення в експлуатацію агломераційних фабрик протягом 50–70-х років ХХ ст. на більшості металургійних комбінатів України для виробництва агломерату використовували залізну руду, магнетитовий концентрат, паливо і флюси.

Останніми роками ситуація змінилася у зв'язку з залученням до складу агломераційної шихти різноманітних відходів гірничих і металургійних підприємств. Вони суттєво вплинули на мінеральний склад і якість агломерату. З'явилися численні технічні, економічні та екологічні проблеми.

Труднощі, які виникають під час спікання агломерату з багатокомпонентної шихти, приводять до зменшення обсягів використання промислових відходів. Тому мінералогічне дослідження агломераційної сировини і виробленого агломерату знову набуває важливе значення.

Завдання полягає у визначенні особливостей мінерального складу відходів, інших складових шихти і продуктів агломерації, які поліпшують якість агломерату й забезпечують збільшення обсягів використання промислових відходів під час його виробництва.

Дослідження виконано на матеріалах Криворізького металургійного комбінату, де, крім залізної руди й магнетитового концентрату, в шихті агломераційної фабрики використовують значну кількість різноманітних відходів гірничого та металургійного виробництва.

Виявлено близько 50 мінеральних компонентів (МК), серед них: зерна металевого заліза з кіркою вюститу або гідроксидів заліза, шлакові частинки з металевим залізом, силікатами і склом, магнетитові, франклінітові, магнетит-магхемітові, мартитові, шпінель-магнетитові частинки, щільні й порожнисті кульки пилу та шламу, деформовані частинки прокатної окалини, силікатні зерна, дендрити феритів кальцію, зерна коксу, гірських порід, руд тощо.

Перелічені МК суттєво відрізняються за характером поверхні та внутрішньою будовою індивідів і агрегатів, їхнім мінеральним і хімічним складом, розчинністю, здатністю поглинати чи відштовхувати воду, температурою фазових пере-

творень і плавлення, які відіграють важливу роль під час агломерації залізорудної сировини.

З нашого погляду, доцільно поглибити такі напрями мінералогічних досліджень:

- визначення у складі агломераційної шихти мінеральних видів, які надходять з природною сировиною та промисловими відходами. Важливе значення має мінеральна форма Fe, Si, Ca та інших хімічних елементів, оскільки саме вона визначає температуру, послідовність і механізм мінералогічних перетворень під час агломераційного виробництва;
- вивчення технологічних властивостей і збагачуваності матеріалів, які надходять на агломерацію. Більшість характеристик такої сировини, особливо мінеральний склад, потрібно поліпшувати. Магнетитовий концентрат, агломераційна руда, металургійний шлак, відходи виробництва агломерату й окатишів містять кварц, триміт, скло й силікати, глинозем. Їхня наявність приводить до зменшення вмісту заліза і зниження міцності агломерату, збільшення обсягів утвореного шлаку в доменному виробництві, зростання в'язкості шлаку і надмірних втрат металевого заліза в його складі, збільшення витрат енергоносіїв і флюсів, погіршення економічних показників функціонування металургійного комбінату. Такий напрям дуже перспективний, проте досліджений слабо;
- вивчення морфології і гранулометрії мінеральних частинок у складі сировини і продуктів агломерації. Мінеральні індивіди й агрегати можуть мати не задовільні для агломераційного процесу характеристики. Зокрема, куляста форма металевого заліза, шламових частинок, оолітових вапняків ускладнює їхнє грудкування з іншими МК шихти. Вони не спікаються в агломерат і знову потрапляють у відходи. Розмір частинок шихтових матеріалів часто не відповідає технологічно оптимальному для спікання агломерату (від 0,8 до 6,0 мм). Внаслідок цього частинки сировини, розмір яких становить  $< 0,8$  мм і  $> 6$  мм, спікаються незадовільно й потрапляють у відходи агломерації;
- мінералого-петрографічне і мінералого-технологічне вивчення агломерату й відходів його виробництва. Петрографічні дослідження сировини і продуктів агломерації мають на меті забезпечити прогнозовані структурно-текстурні характеристики і мінеральний склад новоутворень, які підвищуватимуть якісні показники агломерату, стійкість його до розпадань під впливом атмосферних агентів і з часом (з урахуванням вимог економії енергоносіїв та сировинних матеріалів).

З наведеного випливають такі висновки.

Останніми роками значно зросли обсяги використання в агломераційному виробництві відходів підприємств гірничо-металургійного комплексу та їхній негативний вплив на устаткування, продуктивність агломерації, якість агломерату. Збільшилась кількість відходів його виробництва і ступінь забруднення ними довкілля.

Першочерговим завданням стала попередня підготовка природної й техногенної сировини до повторного використання, яка повинна ґрунтуватися на поглиблених мінералого-петрографічних і мінералого-технологічних дослідженнях шихтових матеріалів та виробленого з їх залученням залізорудного агломерату.

## **ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТРУБКИ МРІЯ ЗА ДАНИМИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДУВАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**А. Ірза, В. Кічурчак, Д. Кучер, П. Пігулевський**

*Дніпропетровська геофізична експедиція  
Державне геофізичне підприємство Укргеофізика  
49057 м. Дніпропетровськ, вул. Геофізична, 1  
E-mail: dgpe@ukr.net*

У 1997 р. під час геологічного довивчення площі Західноприазовського блока Українського щита В. Раздорожний у межах бердянського аркуша (L-37-VII) виявив трубку Мрія та низку дрібних тіл лампроїтів (Раздорожный с соавт., 1999, 2000). Вік порід визначено як палео-мезопротерозойський.

За даними В. Раздорожного з колегами (1999, 2000, 2003), трубка Мрія розташована поблизу с. Коларівка в межах В'ячеславської тектонічної зони, у вузлі її перетину з Катеринославською зоною. Трубка має в плані овальну форму, розмір – 350×500 м, у розрізі вона келихоподібна, простежена до глибини 100 м. Трубка прориває мігматизовані плагіогнейси й амфіболіти середньодрагунської підтовщі палеоархею, а її перерізають малопотужні (0,5–1,0 м) жили аплітів і пегматитів, вірогідно, кам'яномогильського комплексу. Трубка перекрита голоценовими алювіальними піщано-глинисто-мулистими відкладами, потужність яких становить 4–11 м.

Трубка Мрія формувалася протягом декількох етапів. Першими вкорінювалися суттєво олівінові породи. Їх виявлено у вигляді ксенолітів розміром від 1–2 до 5–7 см. Форма уламків округла чи близько-округла, контакти з вмисними породами виразні.

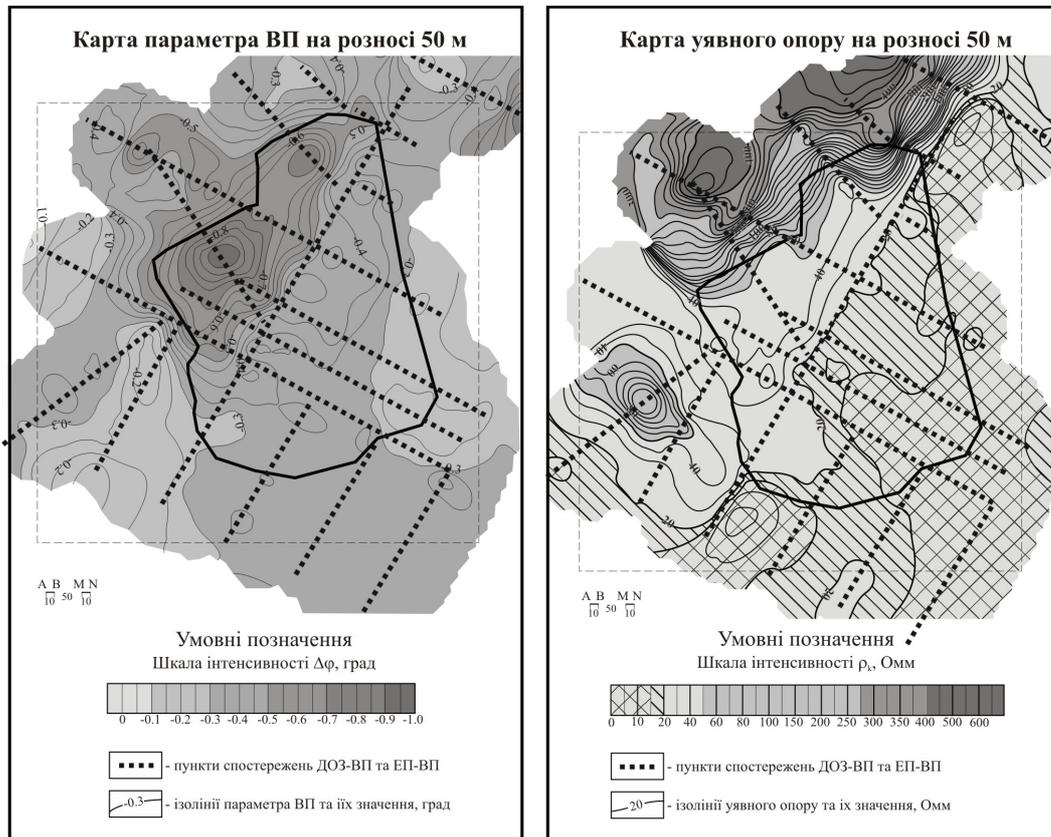
Породи другої і третьої фаз поширені найбільше, ними складена вся периферійна частина трубки. Представлені вони двома типами лампроїтів, які відрізняються за співвідношенням двох головних мінералів – магнезійного амфіболу та флогопіту: у лампроїтах другої фази переважає флогопіт, у третій – амфібол.

На завершальному етапі формування трубки вкорінювалися суттєво олівінові та флогопіт-олівінові різновиди порід, які виявлено в центральній частині трубки. Вони утворюють січне тіло неправильної форми розміром 160×200 м. У лампроїтах четвертої фази значно зростає залізистість амфіболів і флогопіту порівняно з лампроїтами перших фаз. Вік флогопіту, визначений калій-аргоновим методом, становить 1,97–1,95 млрд років (палеопротерозой).

У перевідкладеній корі звітрювання лампроїтів трубки та перекривних алювіальних відкладах виявили кристали алмазу розміром 0,1–0,3 мм. Вони напівпрозорі, мають жовте, жовто-зелене й сіро-зелене забарвлення. Їхня збереженість висока. Всі алмази мають кристалографічне огранування.

Для вивчення внутрішньої будови трубки в ДГЕ Дніпрогеофізика виконано електророзвідувальні дослідження методами викликаної поляризації (ВП) та аудіамагнітотелуричного зондування (АМТЗ). Результати електророзвідувальних робіт методами ДОЗ-ВП та ЕП-ВП засвідчили, що в межах трубки Мрія наявні породи, які повинні містити графітову або сульфідну мінералізацію. Їм відповідають аномалії поляризованості в північно-західній частині трубки (див. рисунок).

У центральній частині трубки графіту або сульфідів нема. Виділені за даними електророзвідки різновиди лампроїтів збігаються з ділянками різного характеру магнітного поля. В межах аномалії поляризованості простежено дві смугасті магнітні аномалії інтенсивністю 300–500 нТл. Над неполяризованою частиною трубки наявна одна ізометрична магнітна аномалія інтенсивністю 700 нТл.



Результати електророзвідувальних робіт методом ВП на трубці Мрія.

Гравітаційне поле над трубкою Мрія більше відображає поведінку рельєфу кристалічних порід, водночас зафіксовано локальну гравітаційну аномалію по периферії трубки і зниження інтенсивності гравітаційного поля в її центральній частині. Це, можливо, зумовлене меншою щільністю різновидів лампроїтів, які виповнюють центральну частину трубки.

Цікаві, з нашого погляду, дані про глибинну будову трубки Мрія одержано за результатами робіт методом АМТЗ (апаратура МТУ-5А). На геоелектричних розрізах чітко виявлені зони підвищеної провідності, які, ймовірно, відображають контакти центрального каналу трубки з вмісними породами. З аналізування геоелектричного розрізу випливає, що центральний канал трубки розташований у районі свердловин 178–182–189 і розмір його становить 160×120 м. Згідно з поведінкою ізоліній  $\rho_{\text{еф}}$ , стовбур трубки занурений до глибини 2 км. Також можна припустити, що верхня частина трубки Мрія має конусоподібну форму.

На периферії трубки потужність лампроїтів становить 100 м, а біля стовбура зростає до 500 м.

Отже, наявність у Західноприазовському блоці Українського щита проявів лампроїт-кімберлітового магматизму та численних тіл ультраосновного й основного складу різних епох активізації, знахідки алмазів у корі звітрювання трубки Мрія та в алювіальних відкладах р. Мокра Конка (район сіл Зеленівка, Андрівка) свідчать про перспективи блока стосовно виявлення нових корінних джерел алмазу, а також про можливу графітову й сульфідну мінералізацію. З сульфідною вірогідний зв'язок золотого зруденіння.

## **ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ ФОРМУВАННЯ ПЕГМАТИТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА**

**Л. Ісаков<sup>1</sup>, О. Бобров<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Дніпропетровське відділення УкрДГРІ  
49081 м. Дніпропетровськ, вул. Каруни, 1  
E-mail: Isakov\_l@ukr.net*

*<sup>2</sup>Український державний геологорозвідувальний інститут  
01013 м. Київ, вул. Кутузова, 18/7*

Ключову структурно-геологічну позицію у структурі Інгульського мегаблока Українського щита займають потужні гранітоїдні батоліти складної внутрішньої будови і широкого спектра речовинного складу. Аналіз реставрованої послідовності геологічних процесів, унаслідок яких вони формувалися, дає змогу трактувати їх на підставі гіпотез глибинних конвективних потоків і магматичних плюмів (Планета Земля, 2004).

Магматичні плюми еволюціонували в межах верхньої та нижньої мантії. Вони зумовлювали інтенсивний потік теплової енергії та утворення й переміщення до поверхні значних мас як мантійної, так і корової розплавленої речовини, яка значно впливала на розвиток і формування практично всіх геологічних структур мегаблока протягом сотень мільйонів років (Щербак с соавт., 2005).

Отже, Інгульський мегаблок – це складно побудована моногенна плюмова структура, яка утворилась у ранньому протерозої в пограничній зоні архейських консолідованих мегаблоків: Середньопридніпровського, Дністерсько-Бузького та Росинсько-Тікицького.

У межах Інгульського мегаблока виокремлюють такі тісно пов'язані між собою структурні одиниці:

- Новоукраїнський та Корсунь-Новомиргородський плутони;
- систему синкліорних структур облямування плутонів (Братська, Кіровоградська, Приінгульська);
- Голованівську та Криворізько-Кременчуцьку схилові (шовні, за Дранником зі співавт., 2003) зони, які облямовують мегаблок.

Новоукраїнський і Корсунь-Новомиргородський плутони, розташовані в центральній частині мегаблока, формують своєрідну куполоподібну структуру. Їхнє становлення зумовлене розвитком трьох гранітних центрів: на півдні – власне Новоукраїнського гранітного масиву, на північному заході й у центрі – Корсунь-

Новомиргородського габро-анортозитового і рапаківігранітного масиву, на північному сході – Чигиринського гранітного масиву.

Мігматитогнейсова частина куполоподібної структури представлена найдавнішими ультраметаморфічними утвореннями; ними складена склепінна (частково денудована) апікальна частина.

Є підстави припускати, що в складі кіровоградського гранітного комплексу нині неправомірно об'єднано граніти інтрузивного характеру (власне кіровоградські) і гранітоїди, які за ознаками віку, складу, позиції та формаційної приналежності відповідають утворенням інгулецького комплексу.

Синкліморні структури облямування плутону (Братська, Кіровоградська, Приінгульська) в південній його частині об'єднані в єдину зону. Складені вони гнейсами, кристалосланцями та амфіболітами інгуло-інгулецької серії (епідот-амфіболітова й амфіболітова фації метаморфізму). Внутрішня будова синкліморних структур представлена низкою наближених ізоклінальних та брахіальних антиклінальних і синклінальних складок, які прорвані (здебільшого підняті у вигляді дрібних купольних структур) гранітними утвореннями кіровоградського комплексу.

Можна припустити, що процес дрібного куполоутворення призвів до формування складної складчасто-купольної структурної будови синкліморних структур. Не виключено, що в низці дрібних купольних піднять (окрім гранітних куполів-масивів кіровоградського комплексу) є виходи інтенсивно мігматизованих порід рами, які можуть відповідати утворенням, що нині об'єднані в складі інгулецького комплексу.

На підставі нещодавно опублікованих доказів про повну ідентичність саксаганського та сурського комплексів (Степанюк зі співавт., 2010) опосередковано можна дійти висновку про ідентичність дніпропетровського й частини інгулецького (західна частина мегаблока) комплексів. Формально як одні, так і інші виконують функцію породних комплексів рами для пізніших утворень, якими складений власне Інгулецький мегаблок у традиційному його розумінні.

У межах цих структур розташовані всі нині відомі в Інгульському пегматитовому районі прояви рідкіснометалевих пегматитів, які супроводжуються значною кількістю безрудних пегматитів.

Голованівська та Криворізько-Кременчуцька зони, що облямовують мегаблок, найвірогідніше, є схилом давніших мегаблоків, які тією чи іншою мірою були охоплені процесами, що відбувалися в основній частині мегаблока.

Загальний розвиток зазначеної мегаструктури зумовлений такими послідовними геологічними подіями.

Перший етап: підняття з глибини мантійного магматичного плюму, який спричинив потужний тепловий потік і поступове здіймання головного гранітного купола. Гранітний купол призвів до інтенсивного метаморфізму гранітного й базальтового шарів та їхнього часткового плавлення.

Другий етап: тривало підняття з глибини та розтікання на всю ширину мегаблока мантійного магматичного плюму. Тепловий потік призвів до інтенсивного плавлення гранітного й базальтового шарів. Спільна дія обох зазначених процесів привела до ще більшого здіймання головного гранітного купола та утворення навколо нього компенсаційних крайових прогинів, які почали заповнюватися осадовими відкладами.

Третій етап ознаменувався формуванням величезного магматичного резервуара, який був складений відокремленими “середовищами” гранітної, базитової й ультрабазитової магм, та проникненням їх у поверхневі шари літосфери з розвитком кислого й базитового вулканізму та формуванням навколо головного гранітного купола потужних прогинів, виповнених осадово-вулканогенними відкладами (інгуло-інгулецька серія).

Під час четвертого етапу діяльність магматичного плюму загасала, його вплив на геологічні процеси в межах мегаблока зменшувався. Водночас зростав вплив на магматичний осередок літосферного і гравітаційного тиску. Це привело до диференціації магматичного осередку, проникнення диференціатів у вищі шари літосфери та остаточного формування головного гранітного купола й низки дрібних гранітних куполів, складених породами новоукраїнського та кіровоградського гранітних комплексів.

Зазначимо, що інтенсивне куполоутворення сприяло метаморфізму осадово-вулканогенних порід інгуло-інгулецької серії та їхньому зминанню з утворенням низки синклінальних складок у міжкупольному просторі. Ці складчасті структури стали головним вмістилищем для пегматитових полів, генерованих гранітними масивами-куполами.

П'ятий етап пов'язаний з витісненням залишкової магми в поверхневі частини купола з формуванням Корсунь-Новомиргородського плутону і камерних пегматитів, що його супроводжують. На жаль, найімовірніше, що пегматити практично докорінно знищені наступними процесами пенепленізації.

## **ЧИННИКИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ ГІДРОХІМІЧНОГО СКЛАДУ ОЗЕРНИХ ВОД ПІСЛЯ ПРИПИНЕННЯ ЕКСПЛУАТАЦІЇ ПОДОРОЖНЕНСЬКОГО РОДОВИЩА СІРКИ**

**Б. Камінецька, В. Дяків**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Подорожненське родовище сірки розташоване в Жидачівському р-ні Львівської обл. Протягом 1971–1993 рр. його експлуатували кар'єрним способом. Унаслідок гірничих робіт утворилися нові форми техногенного рельєфу, передусім кар'єрна виїмка завглибшки понад 100 м, з якої перекривні відклади об'ємом понад 138 млн куб. м відсипані у вигляді кількох відвалів загальною площею понад 600 га та заввишки до 60 м (Гайдін, 2005).

У зв'язку з нерентабельністю видобутку сірчаної руди, згідно з проектними рішеннями, Подорожненський кар'єр (як і Яворівський та Роздільський сірчані кар'єри) затоплюють без попередньої відсипки глинистого екрана з формуванням на його місці озера (Гайдін, Зозуля, 2008).

Особливістю сучасного постмайнінгового ландшафту зони досліджуваної території є наявність понад 30 малих нагірних озер у межах відвалу № 1 та кількох дрібних безстічних водойм у районі акумулювального басейну.

Усі ці нові гідрологічні об'єкти формувалися за умов різкого зменшення водопритоку ґрунтових вод четвертинного водоносного горизонту після облаштування кільцевої баражної завіси, наявності водопритоків вод підвищеної мінералізації з баденського водоносного горизонту в сірконосних вапняках та закарстованих гіпсах, атмосферних опадів і річкових вод р. Крехівки. Крім того, під час затоплення відбувались закономірна сезонна стратифікація водних товщ і диференційована взаємодія озерних вод з легкорозчинними мінералами у відвалах (внутрішніх чи зовнішніх) та корінному заляганні.

На підставі наведених передумов та динаміки затоплення ми виявили такі чинники й закономірності формування гідрохімічного складу озерних вод після припинення експлуатації Подорожненського родовища сірки.

У всіх озерах, що сформувалися на місці сірчаних кар'єрів Передкарпатського сірконосного басейну, води мають підвищену концентрацію сульфатів, належать до сульфатного типу.

Головним джерелом сульфатів вважають водопритоки сірководневих вод з баденського водоносного горизонту та, меншою мірою, вилуговування легкорозчинних мінералів відвалів і корінних порід.

Відсутність великих нагірних озер та невпорядкованість відсипання порід у відвали в районі Роздільського та Яворівського кар'єрів унеможлилювали виявлення інших джерел надходження сульфатів. Виконані в межах Подорожненського рудника дослідження дали змогу виявити й довести визначальний вплив чинника вилуговування гіпсів з товщі корінних та відвальних порід косівської світи.

Зазначимо, що в районі Подорожненського рудника підвищені значення вмісту сульфатів виявлені в усіх водоймах: у ставках, що утворилися в акумулювальному басейні, у Подорожненському озері, яке формується на місці кар'єрної виїмки, та в нагірних озерах на відвалі № 1.

Під час експлуатації кар'єру в акумулювальний басейн скидали високомінералізовані сульфатно-кальцієві води верхньобаденського водоносного горизонту, складеного сірконосними вапняками й гіпсами. Звідти вода разом з атмосферними опадами фільтрувалася в четвертинний галечниковий водоносний горизонт і розвантажувалася в р. Свічу, утворюючи ореол забруднення завширшки близько 1,5 км.

Нині на території басейну залишилося декілька мілких озер, дно яких укрите мулом, що містить тонкодисперсний гіпс. Саме цей гіпс і є джерелом підвищеного вмісту сульфатів у водоймах.

У Подорожненському озері, яке формується на місці кар'єрної виїмки, в донній частині на поверхню виходять сульфатно-карбонатні відклади неогену. До них приурочений неогеновий водоносний горизонт, що вміщує сірководневі води. Води цього горизонту й атмосферні опади були головним джерелом живлення озера до серпня 2004 р., тому вода в озері містила багато сульфатів і сірководню.

Після прокладення до озера каналу від р. Крехівки швидкість затоплення зросла, а мінералізація почала знижуватися завдяки розбавленню пластових вод річковими. Зі зростанням гідростатичного тиску водної товщі притік води з неогенового горизонту почав поступово знижуватись і цілком припинився після зникнення у придонній частині розчиненого сірководню. Проте й після припинення притоку сірководневих вод у нижніх товщах озерних вод фіксують підвищений вміст сульфатів – до 510 мг/л.

Відтак постає питання: що є джерелом сульфатів у водоймі?

Відповідь на нього можна одержати під час дослідження нагірних озер відвалу № 1. Відвал сформовано за допомогою відвалоутворювача роторного комплексу. У ньому заскладовано 61,1 млн куб. м порід, представлених винятково глинами й мергелями косівської світи. Південно-західна частина відвалу має характерний гребенистий рельєф з багатьма безстічними западинами, в яких утворилося близько 30 невеликих озер.

Сірконосних вапняків і гіпсів на відвалі нема, проте гідрохімічні дослідження води в озерах і тут засвідчують підвищений вміст сульфат-іона. Згідно з останніми даними, в різних озерцях він коливається від 400 до 670 мг/л.

Відвал формували так, що на його поверхні опинилися глини, які залягали безпосередньо на вапняках і гіпсоангідритах тираської світи. Це дає підстави стверджувати, що джерелом підвищення мінералізації вод є гіпси й ангідрити, які можуть бути у складі глин косівської світи у вигляді тонкозернистих мінеральних включень.

Уважали, що в озерах на відвалі не повинно бути сульфатів, зважаючи на склад порід, якими він складений. Проте виконані нами дослідження засвідчили наявність сульфатів у водах нагірних озер у приблизно тих самих кількостях, що й в озері на місці кар'єрної виїмки. Оскільки джерелом живлення описуваних озер є лише атмосферні опади, то єдиним поясненням підвищеної мінералізації вод в озерах є наявність у породах відвалу тонкозернистих мінеральних включень гіпсів і ангідритів. Так само можна пояснити і мінералізацію води в Подорожненському озері, оскільки у складі його берегів переважають ті самі косівські глини, якими складений відвал № 1.

Загалом гідрохімічний склад досліджуваних озер сформувався внаслідок тривалої взаємодії природних вод з середньотоксичними хімічно активними та легкокорозійними мінералами й породами: целестином, баритом, самородною сіркою, сірковмісними вапняками, мангановмісними глинами, залізовмісними суглинками, гіпсом та ангідритом.

У формуванні хімічного складу водних товщ досліджуваних озер доцільно розрізнати три періоди: затоплення виїмки, трансформації та стабілізації.

Під час періоду затоплення, який триває нині, провідним процесом, що впливає на формування гідрохімічного складу вод, є змішування озерної води з допливами підземних, річкових і атмосферних вод. Підняття рівня води в озерах призвело до зростання гідростатичного тиску в гідросистемі Подорожненського озера, а відтак – до закриття нині наявного “гідрогіологічного вікна” баденського водоносного горизонту з водами з підвищеною мінералізацією та сірководнем. Про це свідчить той факт, що вміст розчиненого  $H_2S$ , який зафіксовано у пробах води з донних частин озера у 2004 та 2005 рр. на рівні  $>10$  мг/л та на глибині 20–30 м, протягом 2006–2010 рр. не перевищує 1,0–1,5 мг/л і то на глибинах понад 60–70 м.

Наслідком цього є виявлене опріснення вод Подорожненського озера, затампонованість порового простору тонкодисперсним гіпсом ложа акумулювального басейну та сталий гідрохімічний склад нагірних озер на відвалі № 1 унаслідок сповільненого водообміну.