

ДОСЛІДЖЕННЯ ПІДТОПЛЕННЯ ТРАСИ ШВИДКІСНОГО ТРАМВАЮ У КРИВОМУ РОЗІ ГЕОФІЗИЧНИМИ МЕТОДАМИ

В. Свистун¹, Л. Золотарьова¹, Л. Харитонова¹, О. Калініченко²

¹ДГЕ “Дніпрогеофізика”

49050 м. Дніпропетровськ, вул. В. Дубініна, 8

²Криворізький державний педагогічний університет

Завдяки інтенсивному господарському освоєнню міської території, значному збільшенню довжини водогінних споруд та зношенню їх під час експлуатації на окремих ділянках Кривого Рогу зафіксовано різке обводнення ґрунтових товщ і підйом рівня ґрунтових вод вище 3 м. Підтопленню сприяють як природні, так і техногенні чинники, серед яких провідну роль відіграють інженерні споруди глибокого залягання, розміщені в межах горизонту ґрунтових вод.

Такими спорудами у Кривому Розі є тунелі швидкісного трамваю. Вони створюють своєрідний бар'єр на шляхах руху фільтраційних потоків ґрунтових вод, сприяють накопиченню цих вод уздовж траси і, відповідно, підйому рівня вище 3 м.

З 1986 р. Криворізька геофізична партія досліджує процеси підтоплення вздовж окремих ділянок траси швидкісного трамваю. Найдетальніше геофізичними методами вивчено ділянку між станціями “Дзержинська” та “Проспект металургів”, де роботи проводили неодноразово (2002, 2003, 2005 рр.), що дало змогу вести моніторингові спостереження. Геофізичні дослідження виконували комплексом методів електророзвідки у модифікаціях ВЕЗ кроком 5–10 м і ПП (вивчення характеру природного електричного поля) кроком 5 м, також вели біолокаційні спостереження безперервними маршрутами з чотирикратним повторенням. Роботи супроводжували інтерпретаційним бурінням і лабораторними інженерно-геологічними дослідженнями.

Тунелі швидкісного трамваю на дослідженій ділянці розташовані в межах товщі верхньо-середньочетвертинних лесоподібних суглинків, подекуди вони заглиблені у підстильні червоно-бурі глини. Вся ділянка – це зона суцільного підтоплення з рівнем залягання ґрунтових вод, за даними геофізичних досліджень на червень 2005 р., від 1,8 до 3,2 м. Порівняно з тим же періодом 2002 р., рівень збільшився на 0,3–0,4 м. Ширина зони підтоплення зі сходу траси сягає 100 м, з заходу – у середньому 25 м, а на північ збільшується до 100 м.

У межах цієї зони виділено сім фільтраційних потоків, які спрямовані головню з південного сходу на північний захід зі зміною напрямку до субширотного, переважно згідно зі спланованими елементами рельєфу. Джерела формування таких потоків розташовані далеко за межами ділянки робіт, можливо, в районі південно-східної промзони.

На підтопленій ділянці зафіксовано активізацію негативних екзогенних процесів. Лесоподібні суглинки частково переходять у пливунний стан, що призводить (за наявності дефектів у гідроізоляції обшивки тунелів) до обводнення внутрітунельного простору і, як наслідок, до деформації тунелів, яку підтверджено геодезичними роботами. Крім того, на ділянці посилюються зсувні деформації у вигляді серії дугоподібних ослаблених зон, які контролюють напрям фільтраційних потоків.

Ці процеси перешкоджають проведенню ремонтних робіт з підсилення гідроізоляції тунелів і зумовлюють значні витрати скріплювального розчину (завдяки змінам фізико-механічного стану вмісних ґрунтів).

ПРО ОКЕАНІЗАЦІЮ ЗЕМЛІ

Д. Семенов

Державний педагогічний університет, м. Вологда, Росія

Протягом геологічної історії нашої планети на ній поступово накопичувалася вода. В першій половині архею її взагалі не було, про що свідчить відсутність продуктів водного перенесення (конгломератів і гравелітів), седиментація відбувалася в “сухому” вигляді (Кирилюк, 1976). Поява синьо-зелених водоростей близько 2,9 млрд років тому свідчить про те, що наприкінці архею з’явилися перші водні басейни (але ще не моря!). Починаючи з протерозою, з’явилися морські басейни, які розширювалися й поглиблювалися, відповідно, накопичувалися теригенні й хемогенні осадові породи. Однак з якого часу можна говорити про океани?

Очевидно, відновлювати океанічні умови в геологічному минулому доцільно за аналогією з сучасними океанами. Причому йдеться не стільки про товщу води, скільки про ложе океану як структурний елемент літосфери. Нині на дні океанічних улоговин, на глибинах понад 4 км, відкладаються глибоководні осади, представлені кременистими і кременисто-слабовапняковистими мулами. Для них характерні особлива й рідкісна фауна (найчастіше радіолярії), невеликі потужності й дуже малі швидкості осадонакопичення.

За наявності такого комплексу формацій у давніх товщах можна реконструювати океан у геологічному минулому. Нема океанічного формаційного комплексу – нема й океану. Межі поширення океанічного формаційного комплексу певного віку будуть межами ложа океану для того ж геологічного часу (Семенов, 1986).

Найхарактерніші породи давніх океанічних комплексів – радіолярити. Такі найдавніші глибоководні кременисті породи виявили на північно-східних схилах Альп, де вони мають силурійський вік. Відповідно, можна говорити про найдавніший океан, що існував в силурі, – Палеотетіс. По периферії Тихого океану найдавніші радіолярити мають пермо-тріасовий вік. Отже, цей океан існував з пермі. За наявністю глибоководних кременистих порід пізньоюрського віку визначають час виникнення Індійського океану. Атлантичний і Північний Льодовитий океани ще молодші.

Раніше ми зазначали (Семенов, 1986), що у пермі й тріасі західна межа Тихого океану проходила по осьовій частині сучасного Сіхоте-Аліню. Надалі океан скорочувався. В еоцені його західна межа були на схід від нинішніх Курильських островів. З олігоцену Тихий океан знов почав розширюватися на захід (цей процес триває дотепер).

Океанізацію Землі можна добре пояснити з позицій гіпотези Землі, що пульсує і розширюється (Милановский, 1995). В епохи розтягу літосфери утворюються геосинклінальні області, формуються або розширюються океани, в епохи стиснення вони знищуються або скорочуються, виникають геосинклінально-складчасті області.

Аргументів на користь розширення Землі наводять багато. З нашого погляду, найвагоміший із них – спостереження над добовим і річним ростом давніх коралів.

Виявилось (дані Ю.Г. Старицького), що в минулі геологічні епохи кількість діб у році була більшою, ніж нині, тобто Земля оберталася навколо своєї осі швидше. Отже, за об'ємом вона була меншою. Усереднений приріст радіуса Землі становить 1 мм/рік, що дає збільшення поверхні Землі на 6,3 мм. А це відповідає величині спредінгу за гіпотезою тектоніки літосферних плит.

Під час розширення Землі утворюються нові ділянки літосфери, *новий простір*, що позначається, головню, на формуванні й розширенні ложа океанів. Прогресуюча океанізація Землі призводить до того, що наша планета перетворюється на планету Океан.

ДЖЕРЕЛА ЕМІСІЇ ДІОКСИНІВ І ФУРАНІВ У ЛЬВІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ

А. Сеньковський, С. Хруник

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: sofya_khrunyk@yahoo.com

Діоксини і фурани (спільна назва поліхлорованих дибензо-пара-діоксинів і поліхлорованих дибензофуранів – **PolyChlorinated DibenzoParadioxins & PolyChlorinated DibenzoFurans**) з 1.06.1997 р. визнані Міжнародною Агенцією з Вивчення Раку (IARC) в Ліоні за канцероген типу А. Діоксини є тотальними ультратоксинами, оскільки токсично діють на організми різного рівня організації (від бактерій до людини) за надзвичайно малих концентрацій. Гранично припустима концентрація тетрахлордибензо-*p*-діоксину (ТХДД – найтоксичнішого з діоксинів) у питній воді становить 0,05 пг/дм³, а в атмосферному повітрі – 0,04 пг/м³.

Найбільша загроза діоксинів полягає в їхній потенційній здатності накопичуватися в жирових тканинах організмів і викликати в майбутньому безпліддя, порушення перебігу вагітності, онкологічні захворювання, порушення функцій ендокринної системи тощо.

Діоксини можуть бути в різноманітній промисловій сировині, вони утворюються під час багатьох виробничих процесів як неочікувані побічні продукти, тому їхні викиди й перенесення можуть відбуватися навіть там, де під час якогось конкретного процесу вони не утворюються.

Головними джерелами емісії діоксинів у довкілля вважають складування промислових відходів (вилучені з ужитку хлорорганічні гербіциди й пестициди, відпрацьовані трансформаторні оливи) та неконтрольовані процеси спалювання відходів, які містять зв'язаний хлор у будь-якій органічній чи неорганічній формі.

Використовуючи фактори емісії (Standardized toolkit for identification of dioxin and furan releases. UNEP Chemicals, 2001) для кожної з головних категорій джерел (високотемпературне спалювання; виробництво чорних і кольорових металів; виробництво теплової й електричної енергії; виробництво продукції з мінеральної сировини; транспорт; неконтрольовані процеси спалювання; виробництво хімічних речовин і споживчих товарів; різне; видалення і захоронення), статистичні дані Держкомстатистики України, а також дані щодо виробничої діяльності окремих підприємств і організацій Львівської області, можна обчислити потенційну річну емісію діоксинів і фуранів у Львівській області.

Сумарна емісія діоксинів і фуранів від усіх розглянутих процесів у доквілля Львівської області становить близько 65,84 г ТЕ/рік. Найвища емісія діоксинів у повітря від виробництва чорних і кольорових металів (1,41 г ТЕ/рік), теплової й електроенергії (0,93 г ТЕ/рік), а також матеріалів з мінеральної сировини (0,54 г ТЕ/рік) і транспорту (0,15 г ТЕ/рік). Близько 86 % від загальної емісії діоксинів і фуранів в області (близько 56,6 г ТЕ/рік) надходить у залишки. Значним і небезпечним джерелом діоксинів для населення області є питна вода, яку знезаражують хлором.

Експериментальні дослідження вмісту діоксинів в елементах доквілля та продуктах харчування надзвичайно важливі. Адже Євросоюз, ратифікувавши Стокгольмську конвенцію про стійкі органічні забруднювачі (Україна підписала її 23.05.2001), і Світова Організація Торгівлі вимагають повної елімінації діоксинів із доквілля.

МІНЕРАЛЬНА ВОДА “НАФТУСЯ”: КОМПОНЕНТНИЙ СКЛАД І ФАКТОРИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

А. Сеньковський, Т. Палюткіна, О. Лобаз

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: mineral@franko.lviv.ua

На підставі вивчення геохімічних характеристик мінеральних вод загалом можна виділити критерії оцінки мінеральної води “Нафтуса”. Вирішення цього завдання дасть змогу краще ідентифікувати нові родовища мінеральних вод як води типу “Нафтуса” і стежити за збереженням еталонних властивостей води.

Створено базу даних геохімічних спостережень за станом мінеральних вод на ділянці “Нафтуса” Трускавецького родовища протягом 1989–1998 рр. та описано закономірності формування цього типу води методами природно-історичного аналізу й багатомірної статистики.

Завдяки природно-історичному аналізу узагальнено сталі та змінні показники, які характеризують мінеральні води ділянки “Нафтуса”. Виділено такі сталі показники: речовинний склад порід, мінералізація, рН, Eh, загальна твердість і температура води, наявність аніонів HCO_3^- , Cl^- , катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , а також H_2SiO_4 , азотовмісних органічних речовин у перерахунку на азот, нафтопродуктів, фенолів. Серед змінних показників виділено такі: наявність і кількість опадів, температура повітря, вміст газів, наявність аніону SO_4^{2-} , катіонів Na^+ , K^+ , органічних речовин у перерахунку на органічний вуглець, перманганатна окиснюваність, кількість вуглеводеньокиснювальних мікроорганізмів, сульфатредукуювальних і тіоновокислих бактерій, сезонні зміни, час відновлення екосистеми, режим рівнів.

Постала необхідність визначити коефіцієнти можливих змін для деяких сталих показників (наявність H_2SiO_4 , Fe^{2+} , нафтопродуктів, температура води), оскільки виявлено певні закономірності цих змін, та коефіцієнти циклічних змін для мінеральних вод, збагачених SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ . Задані показники є необхідною основою для програмування прогнозової оцінки й ідентифікації родовищ типу “Нафтуса”. Наприклад, якщо сталі величини позначити A , а змінні – B , то результатом буде формула $A + B = C$, де C – розшуковий критерій оцінки мінеральних вод типу “Нафтуса”.

Обробка за допомогою природно-історичного аналізу сталих і змінних показників, які характеризують мінеральні води ділянки “Нафтуся”, засвідчила необхідність перевірки й уточнення закономірностей, пов’язаних з процесами формування мінеральних вод, що потребує використання методів багатомірної статистики, зокрема, кореляційного та факторного аналізу.

За допомогою кореляційного аналізу виявлено значимі коефіцієнти кореляції й певні залежності для всіх досліджуваних свердловин. Середній і тісний кореляційний зв’язок зафіксовано між такими парами: прямий зв’язок – Mg^{2+} – Ca^{2+} , Ca^{2+} –твердість, Mg^{2+} –твердість, HCO_3^- –твердість; обернений кореляційний зв’язок – Na^+ – Ca^{2+} , Na^+ – Mg^{2+} , Na^+ –твердість. Для інших компонентів характерний слабкий кореляційний зв’язок або ж його нема, що закономірно, оскільки води типу “Нафтуся” належать до HCO_3^- -кальцій-магнієвих вод з високою твердістю.

У свердловині 16-НО, крім перелічених пар, виявлено тісний кореляційний зв’язок Ca^{2+} – SO_4^{2-} та SO_4^{2-} –твердість і середній Ca^{2+} – Cl^- , Mg^{2+} – Cl^- , Cl^- –твердість. Отже, воді цієї свердловини притаманна більша мінливість аніонних компонентів.

За допомогою факторного аналізу виявлено таке. В усіх свердловинах вага всіх факторів майже однакова (коливання в межах 1–4 %), %: F_1 – 20–24; F_2 – 15–18; F_3 – 13–16; F_4 – 10–11; F_5 – 8–10. У всіх свердловинах (крім Н-21, 9-Н) твердість контрольована першим, іноді – другим фактором. Проте в одних свердловинах у зону впливу першого (другого) фактора потрапляє Ca^{2+} (св. 1-НО), в інших – Mg^{2+} (джерело “Нафтуся-1”, св. 17-НО, 17-Н, 8-НО), також є свердловини з Ca-Mg твердістю (14-Н, 16-НО), і лише в свердловині Н-22 до першого фактора входить CO_2 та H_2S . Другий фактор (іноді третій) у всіх свердловинах контролює вміст Na^+ та SO_4^{2-} (крім джерела “Нафтуся-1”, св. 17-НО, 16-НО). Третій фактор характеризується більшою різноманітністю складових у сфері впливу і за впливом наближається до четвертого й п’ятого факторів.

У разі відкритої системи (джерело “Нафтуся-1”) фактори різняться за сферою і вагою впливу від факторів впливу у свердловинах. На компонентний склад прісних інфільтраційних вод типу “Нафтуся” (Трускавецьке родовище мінеральних вод) впливають атмосферні опади, температура повітря та літологічний склад порід.

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ПЕРМСЬКИХ ГАЛОГЕННИХ ВІДКЛАДІВ СОЛІКАМСЬКОГО БАСЕЙНУ

Д. Сидор

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України

79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а

E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua

Нижньопермський Солікамський басейн, у межах якого розташоване Верхньокамське родовище калійних солей, є частиною одного з найграндіозніших в історії фанерозою за об’ємом соленагромадження Східноєвропейського супербасейну, в галогенних відкладах якого наявні родовища особливо дефіцитних калійних солей хлоридно-сульфатного складу. Родовище приурочене до центральної частини Солікамської западини Передуральського прогину і представлено потужною (до 800 м)

соленосною серією з багатопластовим покладом калійних солей в її верхній частині (до 90 м).

Соленосні утворення родовища представлені такими товщами (знизу вгору): глинисто-карбонатною сульфатно-соляною, підстильною кам'яною солі, калійних солей, покривної кам'яною солі (Жарков, 1974).

Калійну зону, що підстиляється товщею кам'яною солі потужністю до 400 м, розділено на два горизонти: нижній – сільвінітовий (до 20 м) і верхній – сільвініт-карналітовий (до 70 м). Зона представлена серією продуктивних пластів, які чергуються з пластами кам'яною солі.

За результатами дослідження включень у галіті, сільвініті й карналіті з'ясовано фізико-хімічні умови седиментогенезу і перекристалізації солей басейну.

Галогенна седиментація у Солікамському басейні відбувалася за переважної ролі морських вод, близьких за складом до сучасної океанічної води.

На початкових етапах розвитку басейну розчини належали до Na-K-Mg-Cl-SO₄ (сульфатного) типу і містили дещо менше сульфат-іона (до 5 г/л), порівняно з сучасною морською водою, згущеною до осадження галіту. Послідовне концентрування розчинів супроводжувалося повним їх знесульфаченням та збільшенням вмісту K до 33 г/л (сільвінітова пачка) і Mg до 103 г/л (сільвініт-карналітова пачка).

Морський генезис солей підтверджений результатами досліджень вмісту бром у галіті та ізотопного складу сірки ($\delta^{34}\text{S}$) в ангідриті. Вміст бром у галіті – 0,006–0,016 мас. % – корелює із вмістом калію і магнію в розчинах включень.

Результати визначення ізотопного складу сульфатної сірки ($\delta^{34}\text{S}$) в ангідриті (11,07–20,77 ‰) дещо перевищують типові значення для морських сульфатів пермі (Claypool et al., 1980), що свідчить про частковий вплив неморських (континентальних) вод на склад розсолів у басейні.

Постседиментаційні перетворення відкладів відбувались в умовах підвищеної температури – 30–92°C (середнє значення 53°C), тиску до 20 МПа, під впливом похованих метаморфізованих розчинів, насичених азотом, метаном, двооксидом вуглецю і воднем.

Зони найінтенсивнішої перекристалізації порід – зони тектонічних дислокацій, “збіднення”, “геофізичних аномалій” – відзначаються більшим ступенем перетворення солей завдяки підвищеним температурам (30–96°C; середнє значення 70°C) і тиску до 20 МПа. Критерієм діагностики цих зон можуть слугувати знахідки в перекристалізованому галіті включень з вуглеводнями.

Верхньокамське родовище – це зразок реалізації фізико-хімічної теорії кристалізації солей в евапоритових басейнах, про що свідчать: розвиток повного циклу соленагромадження; чітка стратиграфічна будова; добра збереженість первинно-седиментаційних форм галіту; послідовність напластування кам'яною солі, сільвінітів і карналітових порід, яка відповідає порядку осадження легкорозчинних солей під час випаровування морської води, близької за складом до сучасної.

Це дає змогу зачислити родовище до класичних для з'ясування закономірностей формування відкладів і використання отриманих даних для пізнання умов утворення й прогнозування мінерального складу калійних солей в інших басейнах цього віку.

**УТВОРЕННЯ І РОЗВИТОК БАРИТУ ТА ЙОГО ВПЛИВ
НА КРИСТАЛІЗАЦІЮ КВАРЦУ У КВАРЦОВИХ ЖИЛАХ
БЕРЕГІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Н. Словотенко

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: mineral@franko.lviv.ua

Золото-поліметалеve зруденіння Берегівського рудного поля належить до епіте-рмального типу. Жильна мінералізація локалізована в міоценових вулканогенно-осадових відкладах і пов'язана з метасоматичними змінами адуляр-серицитового типу. Рудні тіла на нижніх горизонтах складені сульфідними, кварц-сульфідними, барит-кварцовими жилами, на верхніх горизонтах вони представлені штокверками.

Барит наявний у кварцових жилах у вигляді поодиноких пластинчастих кристалів, скупчень з різною щільністю розташування кристалів, друзових агрегатів. Розмір кристалів змінюється від часток міліметра до 5 см. Кристали бариту розміщені зонально в центральних ділянках кварцових жил навколо невеликих порожнин, де вони ніби вишиковуються у видовжені звивисті смуги. У барит-кварцових агрегатах баритові кристали не мають зони прикріплення.

Барит зароджується у в'язкому гелі кремнезему і росте у вигляді скелетних кристалів. Дрібні кристали бариту часто утворюють зірчасті скупчення й каркасні структури з трьома переважними осьовими напрямками росту. Тут можна вгадати спосіб та умови росту кристалів у підвішеному стані, а зірчасті утворення свідчать про виникнення точкових центрів кристалізації бариту у в'язкій масі незакристалізованого гелю кремнезему. Подібних каркасних утворень нема у крупнокристалічних агрегатах, оскільки, ймовірно, на пізніх стадіях у процес росту мінералів "залучався" геометричний відбір.

Під час утворення каркасних агрегатів плоскі дощаті кристали бариту як перегородки розбивали кремнеземове середовище на комірки й замикали в своєму оточенні гель кремнезему. Цей гель, ув'язнений у баритових комірках, міг бути різної концентрації та по-різному відкритим для процесів дифузії й інфільтрації розчинів. Відповідно, перетворення гелів так само відбувалося по-різному, а кристалізувався гель з різною швидкістю.

Кварцу, замкненому баритом у невеликому просторі міжкаркасних комірок, властиві певні особливості: по-перше, він має різні розміри; по-друге, в одних комірках кварц люмінесцює, в інших – ні, причому межа між ділянками, що люмінесцюють, і без люмінесценції проходить різко по кристалах бариту.

Початок кристалізації бариту зумовлює кристалізацію кварцу, якраз у цей момент з'являються перші зародження кварцу навколо бариту. Подекуди навколо бариту помітні облямівки кварцу або халцедону. Навколо окремих кристалів бариту простежується геометричний відбір дрібнозернистого кварцу. Не буде помилкою, на нашу думку, вважати зародження кварцу на гранях бариту пізнішим щодо бариту. Кристали кварцу в барит-кварцових агрегатах напрямлені в протилежний бік від граней бариту, до центра комірки, утвореної гранями бариту.

Взаємозалежність розміру кристалів двох мінералів (дрібнокристалічний барит асоціює з дрібнокристалічним кварцом, а крупнокристалічний барит знаходиться в зонах розвитку крупнокристалічного кварцу) свідчить про одночасний ріст обох мінералів та змінний ступінь перенасичення у середовищі мінералоутворення під час їхнього росту.

ЗОНА ТЕЙССЕЙРЕ–ТОРНКВІСТА ЯК ЗОНА КОНТАКТУ ГЕОЛОГІЧНИХ МЕГАСТРУКТУР

В. Тимошук

*Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3б*

Уже не першу сотню років учені-дослідники, відзначаючи неоднорідність тектоніки центральної частини Європи, намагаються відшукати ту межу, ту лінію, яка розділяє давню Східноєвропейську платформу та молодшу Середньоєвропейську споруду.

На ділянку, що розмежує Східноєвропейську платформу та молоду Середньоєвропейську, вперше звернули увагу польські вчені Є. Семірадські (1889) та В. Тейссейре (1893, 1898). Наприкінці XIX–початку XX ст. В. Тейссейре вивчав тектоніку Східної Польщі та прилеглих територій Західної України, результатом чого стали побудовані тектонічні схеми. Вважають, що перший етап досліджень почався саме з середини XIX ст., коли сформувалися узагальнені погляди про південно-західну межу Східноєвропейської платформи, яка відділяє тектонічні елементи Карпат від прилеглої низовини. Першим, хто на початку XX ст. (1910 р.) конкретно визначив межу між платформами, був А. Торнквіст. Тоді й з'явилася назва цієї межі – лінія Торнквіста.

На другому етапі досліджень, що закінчився в 50-х роках минулого століття, були лише закріплені існуючі погляди й гіпотези про межу, яку проводили від Свєнтокшиських гір до Данії (відділяла Східноєвропейську платформу на сході від палеозойських складчастих структур на заході). Назву “Лінія Торнквіста” змінили на “Лінію Тейссейре–Торнквіста”.

І лише останніми десятиліттями (третій етап), коли поширилися сучасні геофізичні методи дослідження, вдалося наблизитися до розв'язання цього питання. Однак лише на кілька кроків, оскільки вчені постійно відчувають брак фактичного матеріалу – результатів глибокого буріння, мінералогічних, геофізичних та інших досліджень. Тим більше, що безпосередня межа між глобальними тектонічними елементами розташована на великих глибинах і перекрита осадовим чохлам елементів молодшого орогенезу.

Незважаючи на більш ніж столітнє вивчення, структура, яку нині прийнято називати зоною (або лінеаментом) Тейссейре–Торнквіста (ТТЛ), ще потребує особливої уваги з боку фахівців-геологів і геофізиків Європи, оскільки за весь період її вивчення однозначного трактування її природи та розташування так і нема. Для нас особливо цікавий цей структурний елемент на території Західної України та його кореляція з північно- та південно-західними частинами.

Можливо, брак фактичного матеріалу й адміністративна роздільність Європи – це головні причини, з яких досі нема однозначного погляду на розташування та природу TTL. Погляди кожного з дослідників ґрунтувались і ґрунтуються на різних критеріях.

Однією з головних структур регіону є Датсько-Польській прогин, який багато дослідників вважають шовною зоною між платформами і до якого пристосовані майже всі структурні елементи через мережу уступів у фундаменті та флексур у чохлах, у тому числі і Львівсько-Люблінський прогин. Уважають, що всі ці особливості є наслідком впливу зони TTL, а такі структури, як прогин, характерні для крайових частин давніх платформ.

Можливо, розбіжності та складності під час визначення зони TTL виникають у зв'язку з неузгодженими віковими побудовами авторів моделей.

Зона лінеамента Тейссейре–Торнквіста – це широка смуга контакту двох різновікових і різних за будовою структур, де, незважаючи на відсутність видимого контакту, ми простежуємо на поверхні наслідки зіткнення у вигляді як тектонічних порушень, так і інших проявів геологічних процесів.

ВНУТРІШНЯ БУДОВА ЛАВОВОЇ ТОВЩИ ТА СТРУКТУРА ГІДРОТЕРМАЛЬНОЇ СИСТЕМИ У ТРАПАХ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ

А. Ткачук, Л. Скакун, В. Мельничук, М. Яремович
Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua

Волинська серія нижнього венду складена осадово-вулканогенними відкладами і належить до трапової формації. Лавовий покрив цієї серії утворився внаслідок багатостадійних виливів. У девонський час лавова товща була розбита на серію блоків, піднятих або опущених на різні гіпсометричні рівні, а подекуди й розвернутих один щодо одного. Це, а також велика площа поширення зумовлює труднощі у розділенні товщі на потоки, що, своєю чергою, ускладнює дослідження накладеної гідротермальної мінералізації.

Породи волинської серії залягають на теригенних породах поліської серії, а перекриті різновіковими породами – від верхньовендських до крейдових. Серію поділяють на чотири світи (знизу догори): теригенну горбашівську, суттєво лавову заболотівську, суттєво туфову бабинську та лавову з туфовими прошарками ратненську.

Досліджуючи породи ратненської світи, ми зіткнулися з проблемою поділу світи на окремі потоки. Аналіз керн свердловин засвідчив, що кожний лавовий потік має зональну будову (від периферії до центра): лавобрекчія, мигдалекам'яні базальти, смугасті мигдалевмісні та масивні базальти, причому потужність верхніх лавобрекчій і мигдалекам'яних базальтів набагато більша, ніж нижніх. Отже, в розрізі окремої свердловини можна виділяти окремі потоки від однієї лавобрекчії до наступної. Та внаслідок вертикальних рухів блоків кореляція між свердловинами проблематична.

Дещо допомогло справі виділення маркувального горизонту вулканогенно-осадкових порід, на підставі якого виділено дві підсвіти. Ми спробували відбудувати потоки, нумеруючи їх або від найнижчого вгору, або від найвищого під маркувальним горизонтом униз. У результаті отримали принципово різні картини, оскільки не мали уяви про площі поширення цих потоків

Покрівля маркувального горизонту – це поверхня палеопенеплену, тому за сумарними потужностями вулканітів ми відтворили палеорельєф, по якому вивергалась лава, а також намітили можливі місця вивержень. Виявилось, що нижні потоки незначно поширені в западинах палеорельєфу. В такому разі коректнішим є другий варіант нумерації потоків.

Однак нерівномірний розподіл свердловин за площею та значні варіації кількості потоків на кожній з них (від одного до восьми) дають змогу наразі достовірно виділяти лише верхні та нижні потоки.

Аналіз потужностей верхньої та нижньої лавобрекчій для нижніх потоків дав змогу оконтурити окремі потоки (орієнтовно їх близько семи). Ці потоки виникли неодноразово, місцями вони перекривають один одного, додатково ускладнюючи загальну картину. Тому розвиток мінералізації досліджували лише у виділених потоках (які оконтурюють покрив), а для внутрішніх товщ одержано загальні дані.

Головними гідротермальними мінералами тут є шаруваті силікати, цеоліти, кварц, халцедон, кальцит, самородна мідь. З цеолітів переважають анальцим, натроліт, морденіт і стильбіт. За переважанням певних мінералів виділено три зони: фронтальну стильбіт-морденіт-халцедонову, проміжну стильбіт-хлоритову і тилкову стильбіт-анальцим-натроліт-кальцитову. Самородномідне зруденіння тяжіє до межі проміжної та фронтальної зон. Зональність простежено у вертикальному й латеральному напрямках.

АНАЛІЗ БУДОВИ ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ПЕРСПЕКТИВАМИ ВИЯВЛЕННЯ ОСЕРЕДКІВ КІМБЕРЛІТОВОГО (ЛАМПРОЇТОВОГО) ВУЛКАНІЗМУ

Ю. Федоришин¹, О. Фесенко¹, О. Маківчук²

¹*Дослідницький центр Міністерства науки і освіти України, м. Львів*

²*КП “Кіровгеологія”, м. Київ*

Нині кімберліти і лампроїти – єдині джерела промислового видобутку алмазу. Це означає, що алмаз належить до продуктів мантійного утворення, а кімберлітові й лампроїтові розплави виконують роль транспортерів, які доставляють його з максимально можливих глибин разом із глибинними ксенолітами та ксенокристами мінералів-супутників до поверхні Землі. Ця теза, а також аналіз матеріалів щодо глибинної будови інших алмазоносних районів дають підстави для виявлення сприятливих факторів алмазоносності в літосфері Українського щита.

Виконаний аналіз є лише фрагментом досліджень, що в сукупності репрезентують уперше розроблену прогнозно-розшукову модель, головна методологія якої ґрунтується на системному підході і комплексному використанні геолого-геофізичних, геоморфологічних та петролого-мінералогічних даних. Модель передбачає одержання максимально об'єктивної та оперативної інформації стосовно оцінки

перспектив потенційної алмазонасності й обґрунтованого визначення розшукових площ (ділянок) на рівні детальності різного масштабу, яка зумовлена масштабом використаних матеріалів.

Такий підхід суперечить поглядам деяких геологів-алмазників (Мишенькин, Подмогов, Серов, 2003), які вважають, що подібного роду дослідження не відповідають принципам актуалізму і не придатні для практичного застосування.

Об'єктами наших досліджень були літосфера та земна кора як складова частина літосфери. Аналізували потужність та її латеральну мінливість. До уваги брали такі петрологічно підтвержені факти:

- літосфера на сучасному етапі має такий вигляд, в якому вона була остаточно сформована приблизно 2 000–1 800 млн років тому (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) за принципом моделі флюїдного походження (Летников, 1988);
- велика різниця між абсолютним віком алмазу та вмісного кімберліту (лампроїту);
- алмаз утворюється в літосфері або перехідній зоні літосфера–астеносфера на глибині ≥ 150 км;
- материнськими породами алмазу є дуніти і гранатові перидотити, які складають нижню частину деплетованої літосфери, та еклогіти.

Розглянуті аспекти дали змогу окреслити ті частини Українського щита, які можуть бути реально алмазонасними.

Під час дослідження внутрішньої структури земної кори до уваги брали: глибину залягання та структуру поверхні Мохоровичича; потужність, латеральну мінливість і рельєф грануліт-базитового шару; потужність і латеральну мінливість гранітогнейсового шару; результати аналізу схем кореляції за різними параметрами кори; особливості формування прихованих розломів та обсяги зон їхнього динамічного впливу; особливості розвитку зон підвищеної проникності у верхній частині земної кори.

За допомогою отриманих результатів виявлено неоднорідну структуру земної кори, у тім числі в межах площ (ділянок), які з погляду будови літосфери є найперспективнішими для прогнозно-розшукових робіт.

Аналіз матеріалів виконано з використанням ГІС-технологій. Дослідження були частиною державної програми на замовлення і виконані за фінансової підтримки КП “Кіровгеологія”.

РЕЧОВИННИЙ СКЛАД І МОРФОСТРУКТУРА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ПРОСТОРОВОЮ ЛОКАЛІЗАЦІЄЮ ПОТЕНЦІЙНИХ ДЖЕРЕЛ КОРИННОЇ АЛМАЗОНАСНОСТІ

Ю. Федоришин¹, О. Фесенко¹, О. Маківчук²

¹Дослідницький центр Міністерства науки і освіти України, м. Львів

²КП “Кіровгеологія”, м. Київ

Багаторічні дослідження Українського щита не дали бажаних результатів у вирішенні питання щодо перспектив його алмазонасності. Незважаючи на різноманітність застосованих підходів, осторонь залишилися питання речовинного складу

плутонометаморфічних комплексів, ділянок їхнього поширення, еволюції та зв'язку з морфоструктурними (морфотектонічними) умовами на щиті.

На нашу думку, ці питання у комплексі з іншими надзвичайно важливі для прогнозування та розшуків алмазу.

Вважають доведеним, що просторово ті чи інші рудні об'єкти, у тім числі алмазоносні, приурочені до певних типів структур кристалічного фундаменту або частин цих структур. У будь-якому випадку вони відіграють вирішальну роль у просторовому розміщенні осередків магматизму (вулканізму). Одночасно платформний чохол, вік формування якого "відірваний" у часі від моменту стабілізації фундаменту, не завжди успадковує структурний план фундаменту. Це може значно ускладнювати прогнозування та розшуки і призводити до суттєвих помилок.

З метою усунення зазначених недоліків та ілюстрації доцільності такого роду досліджень виконано кореляцію конформності структурних елементів палео- та сучасного рельєфу, а також рельєфу фундаменту й речовинних комплексів. Речовинні комплекси попередньо було диференційовано за індексом калієвості (I_K), який відображає ступінь зрілості земної кори та літосфери.

Проаналізовано також співвідношення перелічених вище факторів з ареалами поширення гранатів. Стосовно гранатів зазначимо, що, незважаючи на їхнє значне поширення на щиті, є великі сумніви щодо їхнього зв'язку з осередками кімберлітового (лампроїтового) вулканізму.

Під час досліджень застосовано морфоструктурні, петрохімічні та мінералогічні методи. Аналіз матеріалів виконано з використанням ГС-технологій.

Дослідження є складовою частиною державної програми на замовлення і виконані за фінансової підтримки КП "Кіровогеологія".

ПРО СУЧАСНУ РОЛЬ ФІЗИКИ ЗЕМЛІ В НАУКАХ ПРО ЗЕМЛЮ

В. Фурман

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

Усі фізичні поля Землі в першому наближенні можна поділити, залежно від ступеня зв'язку поля з середовищем, на три типи: поля, пов'язані з середовищем слабо, істотно та тісно.

Для полів, пов'язаних із середовищем, вид фізичної і математичної моделі залежатиме від характеристик середовища. Наприклад, фізичною моделлю може бути модель поля у рівноважному стані, або модель поля коливань середовища і статичних полів, або модель хвильових полів та полів, які є проявом процесів у середовищі. Математично гравітаційне поле описують рівнянням Лапласа, яке є еліптичним, сейсмічне поле в однорідному середовищі описують хвильовим рівнянням, яке є гіперболічним, а високочастотні складові спектра сейсмічних коливань трактують як теплові процеси і описують рівнянням теплопровідності, яке є параболічним. До першого типу полів зачисляють також статичні електричні й магнітні поля (описують в однорідному середовищі рівнянням Лапласа), до другого – електромагнітні поля, в яких струми зсуву значно більші від струмів провідності (визначають

в однорідному середовищі розв'язуванням хвильового рівняння), до третього типу – електромагнітні поля (процеси) і квазістаціонарні струми.

Розглядаючи геологічну ефективність полів залежно від ступеня їхньої взаємодії з середовищем, потрібно також розрізняти конструктивну (у розвідницькому, інформаційному змісті), активну взаємодію з середовищем, тобто формування в ньому вторинних джерел (відгук середовища), і неконструктивну, пасивну (поглинання поля середовищем). Оптимальним з такого погляду є сейсмічне поле, яке збуджує досить інтенсивні вторинні (відбиті) хвилі й порівняно слабо поглинається середовищем.

Суттєвою характеристикою кожного з типів полів є точність їхнього опису математичними моделями, яка, природно, тим вища, чим слабшим є взаємозв'язок поля з середовищем. Точність опису математичними моделями полів, які взаємодіють із середовищем, значно нижча, а сам вид повної системи рівнянь залежить від середовища, що також є предметом вивчення геології.

Комплексне використання всіх геофізичних методів забезпечує їхнє зіставлення через каротажні дані з геологічними й інженерними даними, завдяки чому геофізика нині перестає бути технічним засобом геології, а перетворюється разом із фізикою, математикою і геологією в єдину науку про середовище та його властивості.

Саме формування такого підходу і визначає методологію сучасних взаємин геофізики з науками про Землю.

На нашу думку, сучасне взаємовідношення геофізики з математикою визначене мистецтвом розв'язування коректних математичних задач у науках про Землю, а щодо фізики його можна визначити як взаємовідношення теоретичної фізики, яка вивчає модельні об'єкти, з експериментальною фізикою, яка вивчає об'єкти реальні.

З геологією та іншими науками про Землю таке поєднання визначене інтеграцією цих наук в єдину науку фізику Землі, методологія якої різко відрізняється від методології як сучасної фізики, так і сучасної геології.

Загалом методологія фізики Землі й геофізики розвивається відповідно до переходу від ідей, які народилися в методах статичних полів, до ідей, що утворились у методах хвильових полів, а надалі – до ідей у методах теорії поля. Такий розвиток геофізичних методів на підставі стрімкого розвитку їхньої технічної бази приведе до їхньої інтеграції на новій і єдиній методологічній основі.

МЕТОДИ МАТЕМАТИЧНОЇ ФІЗИКИ В ТЕОРІЇ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗЕМЛІ

В. Фурман, О. Павлюк

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: fourman@franko.lviv.ua

Результати, отримані в рамках математичної фізики для скінченновимірних аналітичних об'єктів і задач (теореми єдиності, теореми збіжності тощо), використовують в обмеженому обсязі. Головну увагу приділяють розробці єдиного апроксимаційного підходу до побудови розв'язків нескінченновимірних задач, який поля-

гає у переході від нескінченновимірних об'єктів і задач до скінченновимірних, які є визначеними.

Скінченновимірні задачі, які мають розв'язок, також поділяють на коректно і некоректно поставлені. Головне значення надають проблемі існування наближених розв'язків лінійних некоректно поставлених задач.

Використовують винятково теорії континуальних фізичних полів, які описують диференціальними рівняннями або системами подібних рівнянь у частинних похідних (головно – лінійними) для головних елементів полів (скалярних або векторних потенціалів).

Задачі, досліджувані в рамках континуальних теорій, – прямі і зворотні, а також крайові (якщо поля залежать від часу).

Аналітичні об'єкти, розглянуті в рамках континуальних теорій фізичних полів, – нескінченновимірні (функції, що є елементами банахових просторів; оператори, що діють з одних функціональних просторів в інші; нескінченновимірні функціонали, визначені на елементах банахових просторів, тощо).

Для математичної фізики і класичної теорії некоректних задач, хоча і приймають, що розв'язки некоректних задач можна отримати лише з використанням так званої апіорної (додаткової) інформації про їхні властивості і похибок у вхідних даних, однак, фактично використовують мінімальний обсяг апіорної інформації.

У цілій низці геофізичних методів (граві- та магнітометрія, геоелектрика) найважливіше значення має проблема побудови метрологічних лінійних апроксимацій функцій, що описують елементи досліджуваних фізичних полів на поверхні Землі та в її корі. Такі аналітичні апроксимації повинні будуватися безпосередньо за даними вимірювань різних характеристик зовнішніх полів у скінченному числі точок, довільно розташованих на поверхні Землі й у корі. Розв'язок даної проблеми дасть змогу принципово змінити інформаційну основу геофізики – аналітичні апроксимації повинні замінити карти.

У рамках математичної фізики і класичної теорії некоректних задач проблему побудови аналітичних апроксимацій елементів фізичних полів, власне кажучи, не розглядають.

Нині виникає важливе завдання впровадження нового підходу в практику інтерпретації геофізичних даних, насамперед, даних гравітаційних і магнітних спостережень.

Математична фізика в науках про Землю і класична теорія некоректних задач не є “прив'язаними” до додатків у якійсь конкретній науці. Їхня місія – розробка тих головних теоретичних положень і теорій, які можуть (і, власне кажучи, повинні!) бути використані в усіх науках про Землю для адекватного відтворення цілого спектра спостережуваних даних у геології й геофізичних вимірюваннях.

Саме в цьому і полягає мотивація тих постулатів, які використовують у математичній фізиці та класичній теорії некоректних задач і які природним чином відрізняються (і повинні відрізнятися!) від постулатів звичлої геофізики, яку просто математизували певними наближеними теоріями.

Математична фізика в фізиці Землі і геології має бути реалізацією постулатів загальної методології інтерпретації геофізичних і геологічних даних засобами теоретичної фізики та математичної фізики у широкому аспекті спостережуваних даних наук про Землю.

АНИЗОТРОПІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТА КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СТРУКТУРНИХ РЕОРГАНІЗАЦІЙ

В. Фурман, Л. Хом'як, М. Хом'як

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: fourman@franko.lviv.ua

Вивчення фізичних полів регіональних і локальних структур земної кори, особливо орогенних поясів, зумовлено теоретичними та практичними задачами сучасної геологічної науки.

До перспективних методик належить використання комп'ютерного моделювання на підставі залучення постулатів класичних фізичних дисциплін, зокрема, механіки суцільного середовища. Це дає змогу детальніше дослідити й пояснити механізми утворення структур у земній корі, що має важливе значення для розшуків і розвідки корисних копалин.

На відміну від різноманітних методів структурного аналізу, які використовують дані натурних вимірювань *in situ*, комп'ютерне моделювання відкриває можливості симуляції різних геодинамічних процесів за відомих фізико-механічних властивостей порід, умов навантаження та структурних особливостей. Важливо також, щоб наявні геофізичні дані узгоджувалися з пропонованою моделлю, а мірою узгодження є можливість інтерпретації результатів моделювання на вибраному рівні деталізації.

Від здогадок (нехай, навіть, геніальних) або гіпотез через їхню апробацію, зокрема, шляхом моделювання, до розуміння механізмів різнорівневих структурних реорганізацій – такий шлях науки у вивченні земних надр.

Ми зосередили увагу на моделюванні напружено-деформованого стану суттєво неоднорідних геологічних середовищ та виявленні кореляційних залежностей з відомими механізмами структуроутворення, зокрема, складчастих і насувних дислокацій.

Математична постановка полягає в формулюванні крайової задачі для суттєво неоднорідного середовища (наприклад, шаруваті товщі) у заданій системі силових навантажень та обмежень на переміщення на краях моделі. Враховано також контактну взаємодію між окремими складовими моделі, які розглядають як суцільні тіла. Їхня внутрішня структура (характер нашарування, тріщинуватість, обводнення тощо) частково може бути врахована через еквівалентні механічні властивості (модулі пружності, критичні напруження пластичності та руйнування) або шляхом ускладнення реологічної моделі (моделювання поведінки структурно зруйнованих порід або товщ як в'язкої рідини в рамках повзучості).

Рівняння математичної моделі розв'язують числовими методами в скінченних областях, що займають тіла, а розв'язок отримують у деякій достатньо густій мно-

жині точок з можливістю візуалізації результатів (побудови карт ізоліній деякого параметра).

Отже, комп'ютерне моделювання дає змогу контролювати стан усіх точок у просторі й часі, якщо відомі початковий стан, геометричні та фізико-механічні параметри моделі.

З іншого боку, часто комп'ютерне моделювання пов'язане з труднощами математичного і обчислювального характеру, зокрема, вибору достатньо універсального та апробованого методу розв'язування (зазвичай це метод скінченних елементів). Складно також отримати деякі аналітичні залежності, що зумовлено значною кількістю контрольованих параметрів та нелінійними взаємозв'язками між ними.

Виконано низку числових експериментів, що моделюють різні варіанти умов зародження покривних структур.

Об'єкт моделі – шарувата структура, яка зазнає стиснення внаслідок субдукції фундаменту. Враховано властивості компетентних шарів і товщ, податливих до пластичних деформацій, а також тертя між макрошарами.

Проаналізовано особливості неоднорідного розподілу поля напружень у зонах активних взаємодій.

Виявлено деякі передумови зародження розривних порушень, які за сприятливих умов контактного проковзування можуть трансформуватися в насуви.

БІОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ САПРОПЕЛЕВИХ МУЛІВ ШАЦЬКИХ ОЗЕР

В. Хмелівський, О. Костюк, В. Баранов

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: vital_kh@rambler.ru

Досліджено геохімічний і біогеохімічний склад сапропелевих мулів Шацьких озер. Зокрема, визначено вміст у них органічних речовин, аміачної, нітратної та нітритної форм азоту і неорганічного фосфору, аскорбінової кислоти.

У мулах виявлено 34 хімічні елементи, з яких 28 рідкісні та розсіяні. Це Sr, Ba, Ag, Ni, Cu, V, Cr, Ti, Mo, Zn, Mn, Pb, Ga, P, B, Zr, Nb, Sc, Y, Be, Sn, Co, Tl, Hg, Bi, Se, Li. У цьому комплексі мікроелементів виявлено такі важливі для росту і метаболізму рослин мікроелементи, як молібден, цинк, бор, манган, хром, нікель та ін.

Виконано статистичну обробку аналізів, яка дала змогу виявити низку важливих закономірностей. Серед них – висока збагаченість органіки мікроелементами, пов'язана, ймовірно, з їхнім накопиченням живою біомасою у вигляді металоферментів та інших білковоподібних утворень.

Очевидно, біос Шацьких озер (як живі мікроорганізми, так і мертва необіогенна речовина) енергійно біохімічно впливає на мінеральну частину донних осадів та інтенсивно руйнує (звітряє) навіть дуже стійкі у зоні осадоутворення мінерали (наприклад, акцесорні), з яких вилучає й засвоює головну частину мікроелементів.

Під час відмирання й осадження великих мас органічних решток в умовах повільної деструкції біомаси відбувається концентрація елементів, зумовлена сорбці-

єю відповідних іонів білковими фрагментами за іонообмінним та адсорбційним механізмами.

ФОРМАЦІЙНИЙ ПІДХІД ДО ВИДІЛЕННЯ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ, ПРИДАТНИХ ДЛЯ ПІДЗЕМНОЇ ГАЗИФІКАЦІЇ

В. Храмов, І. Бучинська

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України

79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а

E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua

Зростання світових цін на всі види палива та поступове вичерпання запасів вугілля на багатьох родовищах робить актуальною альтернативну технологію підземної переробки вугілля некондиційних пластів у горючий газ або синтетичне паливо. Вирішальними критерієм у разі вибору ділянки для застосування підземної газифікації (ПГВ) є потужність вугільного пласта. З'ясовано, що мінімальна потужність повинна становити 0,2 м, оскільки за менших значень теплові втрати в покрівлю й підшву становитимуть близько 80 %, унаслідок чого процес ПГВ буде ендотермічним, а це призведе до його припинення (Стефанік, 1999). Пласти з потужністю, яка перевищує 0,5 м, вважають робочими, тому використання їх з метою ПГВ недоречне. Отже, максимально придатними є вугільні пласти потужністю 0,2–0,5 м. З'ясування меж поширення малопотужних пластів у сучасних умовах – актуальна проблема.

Нижньо-середньокам'яновугільну формацію Львівсько-Волинського басейну (ЛВБ) за будовою, ступенем вугленості й умовами утворення поділяють на дві підформації (Шульга, 1992). Їхні вертикальні межі виявили методом формаційного аналізу.

Нижня вугленосна підформація охоплює розріз нижнього карбону (візе–серпухов) від покрівлі олесківської світи (вапняк V_0) до вапняку N_3 . За стратиграфічним розчленуванням це винниківська, нестерівська, володимирська, устилузька, порицька, іваничська, лишнянська світи. Потужність нижньої підформації збільшується в південно-західному напрямі: у Волинському вугленосному районі вона становить 325–375 м, у Червоноградському – 400–525 м, у Південно-Західному – 500–650 м. Нижня вугленосна підформація – це складне поліфаціальне утворення. За даними В.Ф. Шульги (1992), ці відклади представлені континентальними фаціями (41 %), перехідними від морських до континентальних (30 %) і морськими (28 %). Серед континентальних відкладів вугленосно-глинисті осади замулених торф'яних боліт і сапропелевих озер та вугленосні осади торф'яних боліт і сапропелевих озер, які власне й утворюють вугільний пласт, становлять лише 1,2 %.

Аналіз літолого-фаціальних змін вугленосних відкладів свідчить, що нижня частина нижньо-середньокам'яновугільної формації представлена болотно-морською регресивною підформацією, умови накопичення якої унеможливають формування потужних палеоторф'яників і, як наслідок, – потужних вугільних пластів (Шульга, 1997). Ця підформація налічує 27 вугільних пластів. Пласт v_6 – єдиний

промисловий пласт даної товщі, який має стійку робочу потужність на значній території. На окремих ділянках робочої потужності (понад 0,5 м) набувають пласти v_0^3 , v_2^3 , v_3^3 , v_4^3 , v_5^4 . Наприклад, пласт v_2^3 має переважну потужність 0,3–0,4 м, лише спорадично, в межах Куликівсько-Винницької площі, досягає робочої потужності 0,5–0,8 м (св. 6070, 779, 125). Пласт v_4^3 в межах Куликівсько-Винницької площі має витриману потужність 0,48–0,60 м (св. 2Б, 3Б, 749, 6070) (Костик та ін., 2001). Проте більшість пропластків характеризується неробочою потужністю (v_0^4 , v_3 , v_4 , v_5 , v_6^H та ін.). Зазначимо, що через малу достовірність латеральної кореляції малопотужних пластів їхню синонімізацію та простежування в межах району не проводили в повному обсязі їхньої наявності в розрізі. Отже, можна стверджувати, що нижня болотно-морська вугільна підформація з величезною кількістю малопотужних прошарків вугілля є потужним потенційним джерелом розшуків ділянок для застосування процесів ПГВ.

Верхня вугленосна підформація кам'яновугільних відкладів південно-західного району охоплює верхні горизонти серпуховського ярусу (бужанська світа) та башкирський ярус (морозовицька, паромівська, кречівська світи). Потужність верхньої підформації, як і нижньої, збільшується в південно-західному напрямі: у Волинському вугленосному районі вона становить 100–125 м, у Червоноградському – 150–225 м, у Південно-Західному – 225–300 м. Це високовугільна аловіально-болотно-озерно-лагуна регресивно-трансгресивна підформація. Її утворення пов'язане з континентальними умовами, які сприяли поширенню значних за площею й потужністю торф'яників. Група континентальних фацій становить 57 %, перехідних від морських до континентальних – 33 %, морських – 10 %, причому відклади фації вугленосно-глинистих осадів замулених торф'яних боліт і сапропелевих озер та фації вугленосних осадів торф'яних боліт і сапропелевих озер, які власне й утворюють вугільний пласт, становлять лише 2,2 %. У середньому по басейну в верхній підформації налічують близько 23 пластів. З них сім мають робочу потужність. Загальна потужність вугільних пластів перевищує 6 м, а сумарна робоча потужність становить 5,6 м. Утворенню досить потужних (понад 0,5 м) пластів вугілля сприяли тектонічні умови, які зумовили компенсований режим осадонагромадження (Шульга, Здановски, 2003).

Автори детально досліджували вугільні пласти в межах Тяглівського родовища. Як і в басейні загалом, тут виділено сім робочих пластів, потужність яких становить 5,84 м (18,0 % від сумарної потужності всіх вугільних прошарків – 32,43 м) (Гірний та ін., 1986). З погляду виділення зон, придатних для ПГВ, за потужностями проінтерпольовано (Храмов та ін., 2005) дані 193 геологорозвідувальних свердловин у межах Тяглівського родовища. Вивчали пласти n_1 , n_5 , n_6^0 , n_6^1 , n_7^H , n_7 , n_7^B , n_8 , n_8^B , n_8^0 , n_8^1 , n_8^2 , n_9 (серпуховський ярус) та b_1 , b_2 , b_2^1 , b_3 , b_3^1 , b_4 , b_5 , b_6 , b_7 (башкирський ярус), які поділили на дві групи:

1) робочі пласти, які на окремих ділянках мають некондиційні потужності (менше 0,5 м). Це пласти n_7^H , n_7 , n_7^B , n_8 , n_8^B , n_9 , b_1 , b_4 . Пласт b_4 не стоїть на балансі як робочий, однак зачислений до першої групи, оскільки на значних площах має потужність понад 0,5 м. На окремих ділянках ці пласти характеризуються заданим інтервалом потужності;

2) пласти некондиційної потужності по всій площі родовища. Це пласти n_1 , n_5 , n_6^0 , n_6^1 , n_8^0 , n_8^1 , n_8^2 , b_2 , b_2^1 , b_3 , b_3^1 , b_5 , b_6 , b_7 , які є некондиційними. Вони не витримані за простяганням і утворюють локалізовані ділянки потужністю від 0,2 до 0,5 м. За

умови дотримання решти критеріїв їх можна використати для ПГВ. Загальна площа таких ділянок коливається від 0,34 до 9,99 км². З погляду придатності для процесів ПГВ на особливу увагу заслуговує пласт b_3^1 . На Тяглівському родовищі він має витримане за площею поширення (площа ділянки 11,26 км²), просту, зрідка складну будову (Костик та ін., 2001), переважні потужності 0,25–0,30 м.

Загалом для нижньо-середньокам'яновугільної формації ЛВБ наявність пластів, які за потужністю цілком відповідають геотехнологічним умовам ПГВ, – це доведений факт. Формаційний розподіл товщі на слабо- та високовугленосну підформації – це один із можливих підходів до подальшого вивчення малопотужних пластів басейну як потенційного об'єкта ПГВ. Особливу увагу потрібно приділити нижній підформації, яка містить значну кількість пластів необхідної потужності. Виділення ділянок заданої потужності, витриманих за простяганням і певної морфологічної будови, дасть змогу методами підземної газифікації частково вирішити енергетичні проблеми України.

КРИТЕРІЇ ПРОГНОЗУВАННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗРУДЕННЯ РАХІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНУ (ЗАКАРПАТТЯ)

С. Ціхонь¹, І. Попівняк¹, О. Нечепуренко²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

²Закарпатська ГРЕ, м. Берегове

Розроблено комплекс мінералого-генетичних, геолого-структурних, термобаро-геохімічних та мінералого-фізичних розшуково-оцінних критеріїв золотого зрудення Рахівського рудного району.

Головними сприятливими критеріями на золото є:

- поширення продуктивних мінеральних асоціацій та сингенних з ними флюїдних включень;
- вуглекислотно-водний склад мінералотворних флюїдів, густина яких, за включеннями в мінералах, не перевищує 0,5 г/см³;
- середньотемпературні умови мінералоутворення (280–120°C);
- поширення та послідовність (від {100}+{210} до {210}) кристалізації комбінованих форм піриту, яким властиві: переважно *np*- і *p*-провідність та числові вектори (у системі координат $PB-\alpha_{сеп}$), орієнтовані у бік вищих значень діркової провідності;
- наявність галеніту, значення термо-е.р.с. якого становить понад –800 мкВ/град;
- серединні та периферійні блоки у секторах радіально-кільцевих структур (насамперед Сауляцької).

Висока ефективність розроблених розшуково-оцінних критеріїв у межах Рахівського золоторудного району можлива лише за умови комплексного їх застосування, з урахуванням інших геологічних чинників та блокової будови досліджуваного району.

На підставі розроблених критеріїв ми запропонували низку конкретних рекомендацій стосовно перспектив досліджених рудопроявів, родовища Сауляк та Рахівського золоторудного району загалом.

Зважаючи на те, що на рівні сучасного ерозійного зрізу поширення родовищ і рудопроявів у межах південної частини Сауляцької радіально-кільцевої структури має вигляд напівкільця, ми припускаємо, що друга половина кільця (північна) перспективна на золото, оскільки, ймовірно, золоте зруденіння в північній частині структури ще не розкрито.

МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ РОЗВИТКУ ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНИХ НАПРЯМІВ У ГЕОЛОГІЇ

О. Чепіжко

Одеський національний університет імені І.І. Мечнікова

65058 м. Одеса, Шампанський пров., 2

E-mail: chepodes@ukr.net

Еколого-геологічна концепція розвитку геологічної науки ґрунтується, насамперед, на визначенні антиекологічного підходу гірничодобувної промисловості і переробних підприємств до використання геологічного середовища (ГС) – залучення в обробку й переробку переважно багатих руд (що містять значні кількості шкідливих домішок), часткове добування корисних компонентів, відсутність природоохоронних заходів. Це зумовлене некомплексним підходом у наукових дослідженнях з охорони навколишнього середовища (НС), відсутністю моніторингу, еколого-геологічного картування (ЕКГ), еколого-геологічного чи екологічного контролю в інфраструктурах.

Сучасне спрямування еколого-геологічних досліджень на формування системи раціонального надрокористування зумовлює постановку нових задач, пов'язаних з розробкою теорії й методології екологічної геології та моніторингу. Теоретичною базою еколого-геологічних досліджень слугують системність, комплексність, ретроспективність, модельність.

Методологія еколого-геологічних досліджень охоплює системний аналіз, комплексність вивчення, математичне забезпечення й комп'ютерну обробку інформації, моделювання. Методологічна база формується під час розробки методів усіх видів аналізів складових ГС – геологічних (петрографічний, мінералогічний, геохімічний, структурно-тектонічний, геофізичний, геохімічний та ін.), літологічних, гідрологічних, ландшафтних тощо.

Загальні принципи еколого-геологічних досліджень охоплюють:

аналіз біо- та гідрогеохімічних, геофізичних, геоекономічних та інших наслідків, пов'язаних з діяльністю гірничо-збагачувальних, гірничо-металургійних та інших підприємств;

виділення еколого-геологічних систем (на розроблених принципах), що дає змогу виконати районування територій і регіонів різного рівня; головним принципом такого районування може бути ступінь припустимого техногенного впливу на ГС, тобто такого впливу, який не спричиняє необоротних змін НС;

еколого-геологічне картування – новий актуальний напрям комплексних геолого-знімальних робіт; його виконують з метою виділення й типізації рельєфу і ландшафтів, оцінки фонових літолого-геохімічних характеристик, виділення й оцінки проявів техногенної седиментації. ЕГК є складовою частиною геологічної зйо-

мки або може проводитися як самостійний вид картувальних геологічних робіт. Воно ж може бути першою стадією природоохоронного моніторингу;

моніторинг – це багатоцільова інформаційна система, що охоплює збір даних шляхом спостереження, аналіз зібраних результатів, оцінку стану НС, складання прогнозу розвитку НС.

Оцінка стану ГС, прогнозування змін (унаслідок природних і техногенних процесів), керуваність такими процесами в аспекті оборотного діалектичного взаємозв'язку з живими організмами, людиною і технічними спорудами, зумовлюють необхідність організації регіональних досліджень і моніторингу. Завдяки цьому можна створити соціально-економічні моделі різного рівня. Під моделюванням тут розуміємо схематизоване представлення будови, стану і властивостей ГС (геологічного об'єкта) у графічній, табличній, словесній чи іншій формі, тобто у формалізованому вигляді. Еколого-геологічне моделювання повинне представляти спеціалізований геологічний простір, його дискретність і безперервність у вигляді специфічних еколого-геологічних і загальних геологічних характеристик та оцінок різних просторових об'єктів.

ДОСЛІДЖЕННЯ КОЛЕКТОРНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПІСКОВИКІВ ДОНБАСУ

Л. Шкуро

*Інститут геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України
49005 м. Дніпропетровськ, вул. Сімферопольська, 2а
E-mail: nanu@jgtm.dp.ua*

Нині велику увагу приділяють проблемі ефективного використання метану, який є у вуглепородному масиві. Головним параметром, який відображає метаносність порід, є їхні колекторні властивості.

Найважливішим показником, який визначає колекторні властивості порід, є пористість. Однак пористість не дає повної інформації про газоносність пісковиків, оскільки характеризує лише ємність, доступну флюїдам, проте не відображає характеру флюїду. Тому під час вивчення колекторних властивостей потрібно також досліджувати показники, які відображають газоемісні властивості (ступінь заповнення пор газом) і вологість.

Дослідження виконували в межах шахт імені О.Г. Стаханова, Красноармійської-Західної, Новогродівської, Краснолиманської, імені О.О. Скочинського, Комсомолец, імені Румянцева, Самсонівської-Західної, які розташовані в Красноармійському, Донецько-Макіївському, Центральному та Краснодонському геолого-промислових районах. На цих шахтах у різний час вели гірничі роботи і відбирали проби, за якими визначено коефіцієнт відкритої пористості, ступінь заповнення пор газом і вологість. На підставі одержаних даних по всіх шахтах обчислили середні значення коефіцієнта відкритої пористості, ступеня заповнення пор газом і вологості з урахуванням місць відбору і кількості проб.

Аналіз одержаного матеріалу засвідчив, що за певного співвідношення пористості й вологості ступінь заповнення пор газом може досягати як максимальних, так і

мінімальних значень. Тому за значеннями коефіцієнта відкритої пористості і вологості виділили три групи порід.

У першій групі коефіцієнт відкритої пористості змінюється від 7 до 11 %. У пісковиках ступінь заповнення пор газом становить 50–80 % за вологості до 2 %, а в разі вологості понад 2 % ступінь заповнення пор газом не перевищує 50 %.

До другої групи зачислено пісковики, коефіцієнт відкритої пористості яких змінюється від 4 до 7 %. За вологості до 2 % ступінь заповнення пор газом змінюється в широкому діапазоні: від 10 до 60 %, тобто газonosні (понад 50 %) і негазonosні (до 50 %) пісковики перекриваються. Тому, щоб з'ясувати, чи порода газonosна, для пісковику з пористістю 4–7 % і вологістю до 2 % потрібні додаткові дослідження. Якщо вологість перевищує 2 %, то пісковику негазonosний.

Третя група – це пісковики з пористістю до 4 % і вологістю до 2 %. Вони належать до негазonosних, оскільки ступінь заповнення пор газом коливається в межах від 0 до 30 %.

Отже, виконані дослідження свідчать, що за певного співвідношення пористості й вологості пісковику можна визначити їхню газonosність.

ВИКОРИСТАННЯ МЕТАНУ ВУГІЛЬНИХ РОДОВИЩ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

П. Явний

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua*

У вугільних пластах і вмісних породах Львівсько-Волинського басейну є величезна кількість горючого газу, головню метану, який до останнього часу суттєво погіршував безпеку гірничих робіт на шахтах, разом з потоками вентиляційного повітря виносився з шахт в атмосферу, забруднюючи довкілля. Відомо, що метан активно впливає на товщину озонового шару і створює тепловий ефект, який значно більший, ніж ефект від такої ж кількості діоксиду вуглецю. Виділення шахтного метану в гірничі виробки у вигляді суфлярів чи раптових викидів негативно впливає на безпеку вуглевидобувного виробництва, загрожуючи життю та здоров'ю шахтарів. Боротьба з шахтним метаном завжди потребувала багато коштів і зусиль.

Поряд із цим метан з вугленосних відкладів – чудове паливо, а його ресурси досить суттєві, що дає змогу трактувати вугільні родовища Львівсько-Волинського басейну як самостійні газові чи комплексні газо-вугільні родовища.

Орієнтовні запаси метану у вугільних відкладах Львівсько-Волинського басейну становлять понад 10 млрд м³. Вміст метану у вугільних пластах змінюється від 4 до 95 %. Найвищу газonosність виявлено у Червоноградському вуглепромисловому районі, де діє 10 шахт; вона становить 5–15 м³/т. Виділення метану окремими шахтами району коливається від 10 до 80 тис. м³/добу.

У вугленосній товщі Південно-Західного району басейну, зокрема, на Тяглівському родовищі, теж склалися сприятливі умови для утворення й нагромадження метану. Природна газonosність тут змінюється від 1,0 до 30,0 м³/т с. б. м.

Нещодавні події, що сталися на шахті “Лісова”, підтверджують необхідність вилучення й використання в промисловому масштабі метану з вугленосних відкладів Львівсько-Волинського басейну, що певною мірою вирішить проблему дефіциту енергетичного палива в Західному регіоні України і суттєво покращить екологічну ситуацію й безпеку шахтарів.

ВИЗНАЧЕННЯ ВМІСТУ МЕТАНУ У ВУГІЛЛІ РІЗНОГО СТУПЕНЯ МЕТАМОРФІЗМУ МАС-СПЕКТРОМЕТРИЧНИМ МЕТОДОМ

П. Явний, О. Яринич

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України

79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а

E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua

У вугільних пластах більшість газів перебуває у сорбованому стані головню у вигляді розчину в твердій речовині (абсорбція), у згущеному вигляді на поверхні пор (адсорбція) і конденсованому – в надмолекулярних порах.

Дослідження пористості засвідчили, що основний об’єм газів зумовлений молекулярними порами розміром декілька ангстремів, тобто рівним розміру молекул газів (метану, діоксиду вуглецю, азоту, водню, високомолекулярних вуглеводнів). Походження порожнин пов’язують з відщепленням метану й води з речовини вугілля під час його метаморфізму, з наявністю атомарних порожнин у молекулах речовини вугілля чи з відстанями між вуглецевими шарами. Розміри надмолекулярних пор – сотні ангстремів; на їхній поверхні адсорбуються молекули газів, які згущуються в разі підвищення тиску.

Ми відібрали взірці вугілля різного ступеня метаморфізму з копалень і свердловин Львівсько-Волинського басейну. Дослідження виконували на мас-спектрометрі МХ-1304.

У ступку, герметично з’єднану з приладом, закладали наважку вугілля 0,1–0,2 г і проводили вакуумування до тиску 10^{-4} мм рт. ст. Вугілля в ступці за допомогою електромагніту подрібнювали, що спричиняло зростання тиску внаслідок виділення газу з пор.

Ю.В. Стефаник за допомогою математичних обчислень визначив кількісний об’єм вилученого газу після подрібнення.

Проаналізовано газове і жирне вугілля, відібране з копалень Львівсько-Волинського басейну, а також зі свердловин Тягівського і Любельського родовищ (вугілля марок Ж і К). Залишкова метаноносність вугілля така, $\text{м}^3/\text{т с. б. м.}$: газового – 3–4, жирного – 4–5, коксівного – 5–6.

Отже, значна кількість газів, що надходить із вугільних пластів у гірничі виробки, перебуває у вільному стані. Наші експерименти засвідчили, що в разі зниження тиску й подрібнення вугілля виділяється газ.

За такою методикою можна визначати якісний і кількісний склад суміші газів, що є в пісковиках, алевролітах, кварці, кальциті, галіті й інших твердих тілах.

НОВІ НАПРЯМИ ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ АЛМАЗІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Г. Яценко, Є. Сливко, А. Росихіна, Т. Павлюк, О. Гайовський, В. Лавро

Львівський національний університет імені Івана Франка

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: Yatsenko1941@list.ru

Алмазну школу на геологічному факультеті започаткували майже від його заснування. Науковою базою стали всесвітньо відомі праці академіка В.С. Соболева, а згодом його учнів – професора О.П. Бобрієвича й багатьох дослідників молодшого покоління. Більшість з них брала участь у вирішенні проблеми алмазів на Сибірській платформі і виявленні Архангельської алмазоносною провінції.

Напрямок, який розвивали і який приніс вражаючі результати, можна називати кімберлітовим. Одночасно на факультеті вели роботи з виявлення й вивчення розсипних концентрацій алмазів літологічним та іншими традиційними методами. Однак наприкінці 70-х років минулого століття в роботах з загальноприйнятими підходами виникла пауза; не дали позитивних результатів виявлені в Приазов'ї й на Волині кімберліти.

Перерва тривала недовго, виникли ідеї щодо існування додаткових, нетрадиційних типів першоджерел алмазів. Ці ідеї ґрунтувались на відкритті протягом 70–80-х рр. ХХ ст. алмазних родовищах світового рівня, пов'язаних з лампроїтами (Аргайл, Елендейл та ін. в Австралії). Водночас 1979 р. на геологічному факультеті була створена Галузева науково-дослідна лабораторія для вирішення проблем золота й алмазів на Українському щиті (УЩ) та його схилах, що сприяло переходу досліджень в область нетрадиційних проблем із застосуванням відповідних методів, насамперед, комплексного формаційного аналізу, підкріпленого шліхомінералогічним та іншими методами дослідження речовинного складу рудоносних утворень.

Виконані роботи сприяли, по-перше, відкриттю докембрійських золоторудних родовищ, а по-друге, – запровадженню й укоріненню нових напрямів вирішення проблеми алмазів. З'ясовано, що прояви алмазів на УЩ можуть бути пов'язані з формаціями не тільки кімберлітового, а й лампроїтового типу. Формації лампроїтового типу приурочені головню до протонів (Кіровоградського, Волинського, Дністерського) і схилів щита. Перспективні також території Прип'ятського валу і Нижньопрутського виступу, де виявлено лампроїтоподібні утворення і теригенно-карбонатні формації, за походженням пов'язані з експлозивними структурами.

До кімберліт-лампроїтового ряду зачислено також сублужну рівненськітову (“мінетову”) формацію у центральній частині УЩ, прояви якої у вигляді дайок і трубок містять дрібні алмази трубкового типу. Породи назвали рівненськітами.

Флюїдизатно-експлозивні формації постачають матеріал для вторинних, розсипних концентрацій специфічних алмазів округлої форми бразильського (уральського) типу. Відповідні родовища неогенового віку експлуатують у Росії (Урал, Тіман, Сибірська платформа). Ймовірно, в Україні їхніми джерелами можуть бути,

крім рівненськітів, флюїдизатно-експлозивні утворення ілліцитової (“трахіт-ортофірової”) формації.

Серед нетрадиційних перспективні також еклігітоподібні метаморфічні формації кокчетавського типу, однак вони не дають промислових алмазів. До метаморфічних належить також формація алмазоносних “філітів”, яку в Бразилії експлуатують. Прояви алмазів кокчетавського типу виявлені на УЩ, у Кіровоградському протоні, формацію алмазоносних “філітів” прогнозують, насамперед, у межах протонів і тектонів. На жаль, перспективи метаморфічної філітової формації на теренах України досліджені ще недостатньо. Подібні формації трапляються на “плечах” трогів типу Овруцького, у Криворізькому прогині й зеленокам’яних структурах Середнього Придніпров’я, в кристалічній основі Прип’ятського валу та на західному схилі УЩ. Часто філіти і слюдити у вигляді уламків знаходять у карбонатно-теригенних формаціях верхньої крейди.

Досягненням виконаних досліджень є визначення крейдового віку частини трапів, з якими пов’язані флюїдизатно-експлозивні утворення різного типу і складу, від порід кімберліт-лампроїтового ряду до туфів і флюїдизитів. Їх виявлено на схилах щита і в межах південно-західного перикратону Східноєвропейської платформи, що прилягає з заходу. Відомо, що крейдовий етап активізації сприяв формуванню алмазоносних родовищ у Південній Африці, Канаді й інших регіонах.

Виявлення нетрадиційних алмазоносних формацій, регіонів їхнього поширення і часу формування переводить значні території платформи (в межах України), особливо її південно-західного перикратону, до розряду перспективних.

ЗВ’ЯЗОК АЛМАЗОНОСНИХ І НАФТОГАЗОНОСНИХ ФОРМАЦІЙ З ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНИМИ ПРОЦЕСАМИ НА ПІВДЕННО-ЗАХІДНОМУ ПЕРИКРАТОНІ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Г. Яценко¹, Н. Жабіна², Н. Савицька², Н. Трофимович², І. Яценко³

¹*Львівський національний університет імені Івана Франка*

79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

E-mail: Yatsenko1941@list.ru

²*79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а*

E-mail: lv.ukrdgri@polynet.lviv.ua

³*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України*

79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а

E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua

Досліджувана територія охоплює Прикарпатський неогеновий і Львівський палеозойський прогини, а також прилеглі території Прип’ятського валу й західного схилу Українського щита, де поширені трапи та супутні потенційно алмазоносні формації. Регіон значною мірою збігається з Прикарпатською нафтогазоносною провінцією.

Нетрадиційні алмазоносні флюїдизатно-експлозивні формації у вигляді первинних ендогенних належать до кімберліт-лампроїтового ряду (лампроїтова, рівненська, ілліцитова). Власне флюїдизати – це високотемпературні газіві, з тверди-

ми частинками, потоки з мантії, які під час проходження до поверхні чинять вибуховий, термальний і метасоматичний вплив на породи кори (Яценко та ін., 2002). Флюїдизити як породи складають конкретні структури – трубки вибуху, виповнюють зони розломів і насувів. Формації приурочені до куполів, западин, флексур, тектоно-експлозивних зон, поверхонь незгідного залягання на схилах щита, особливо між кристалічною основою й чохлам. Втрачаючи під час переміщення енергію, флюїдизити не завжди зберігають необхідну силу для прориву екранів і накопичуються у пастках, однак усе ще впливають на вмісні породи.

Експлозивна діяльність періодично повторювалася у фанерозої до неогену включно. Вибухи призводили до подрібнення кристалічних порід основи. Активно перетворювались карбонатні породи чохла, насамперед змінювалися структурно-текстурні особливості внаслідок розкладання карбонатного субстрату; новоутворені породи збагачувалися двооксидом вуглецю в газовій формі. Спільна дія тектонічних, експлозивних, термальних метасоматичних чинників надала породам уламкові, пухкі, пористі властивості.

Утворенню пухирчастих текстур сприяли гази; новоутворені вакуолі зв'язані між собою системою отворів по всій формації, тому карбонатним верствам притаманні колекторські властивості. Магнезійний метасоматоз сприяв доломітизації вапняків. Підвищена пористість властива також вапняковистим пісковикам, у яких карбонатний цемент розкладався або вилугувався.

До **групи вапнякових формацій** зачислено: 1) крейдову (сеноман), складену кавернозними, зазвичай пухкими породами (Дедеркалинський купол на Волині, кар'єр у с. Новостав); 2) теригенно-карбонатну з гальками, уламками порід, рештками фауни у вакуолях на Волині (верхня крейда) і в Середньому Придністер'ї (силур, девон); 3) вапнякову пелітоморфну кавернозну (Демидівський неогеновий купол поблизу м. Вінниці), а також карбонатну пористу у Придобруджському прогині (верхня юра); 4) значно поширену пісковиково-черепашкову (неоген); 5) рифову вапнякову (неоген, Товтрове пасмо). Формації зазнали впливу флюїдизитів, пов'язаних з розломами, до яких приурочена також смуга трапів.

Група теригенних вапняковистих формацій за складом близька до попередньої, оскільки пісковики мають вапняковий цемент, трапляються у силурійських, девонських, верхньокрейдових і неогенових товщах. Як приклад порід з колекторськими властивостями можна навести пористі пісковикові відклади венду (ольчедаївські шари на західному схилі щита). Подекуди в них флюїдизити витіснили з карбонатів цементу CO_2 , кальцій об'єднався з фтором, і, як наслідок, – утворилися флюоритові родовища (Бахтинське та ін.). У цій групі особливу роль відіграють пористі неущільнені формації неогену.

Група вуглецевих формацій: 1) своєрідні прояви вуглецевих “пісків” у вигляді стратиформної сипучки потужністю до 1,5 м, виявлені нами у кар'єрах с. Більче-Золоте над літотамнієвими вапняками; у подібних вуглецевистих утвореннях мінералів-супутників алмазу якісно і кількісно не менше, ніж у розташованих поблизу галечниках балтської світи неогену, відомої своєю алмазонасністю; 2) формації горючих сланців, які межують з теригенними відкладами (менілітова світа в Прикарпатті, горючі сланці Бовтиської тектоно-експлозивної западини); породи крейди і неогену, що асоціюють з ними, містять мінерали-супутники алмазу; 3) формація піщанистих туфів вендського віку, в яких обкатаний теригенний матеріал співвідноситься з експлозивним, а вуглецева складова представлена графітом (західний

схил Українського щита, грушкінська світа); 4) докембрійські формації родовищ і проявів графіту (Завалівське, балки Власівської та ін.), в яких виявлено метаморфогенні алмази.

У породах більшості названих потенційно алмазоносних формацій наявні мінерали-супутники алмазу, часто необкатані (гранати, піроксени, амфіболи, ільменіт, рутил, муасаніт, корунд тощо), трапляються й алмази.

Формації за віком розташовані не хаотично, а відповідно до етапів активізації, причому алмазоносні верстви збігаються з нафтогазоносними. Насамперед це стосується пізньопалеозойського (девон), юрського, крейдового (альб–сеноман) і неогенового етапів активізації. Змінюється також характер алмазів і вуглецевистої речовини.

Визначити точний вік і геологічне становище перспективних формацій, особливо осадових, здійснити прив'язку до етапів активізації з метою прогнозування можна за допомогою палеонтологічних методів. Наприклад, раніше визначили вендський (а згодом і палеозойський) вік трапової формації, однак нині з'ясовано, що формування трапів розтягнуто в часі від пізнього докембрю до пізньої крейди, а осадових порід з домішкою відповідного вулканоміктового матеріалу – до неогену. Це має важливе значення для вирішення проблем алмазоносності Прип'ятського валу і західного схилу Українського щита.

На етапах активізації значну роль відіграють розломи, які полегшують проникнення мантийних флюїдизатних потоків і перерозподіл корових флюїдів, змішування флюїдизатів і флюїдів між собою.

Споріднені також геохімічні особливості формацій, зокрема, алмазоносні містять некогерентні елементи і гази: К, Р, Ва, Sr, Zr, TR, N₂, H₂, С, CO₂, S, F, Cl, сидерофільні метали.

Близький набір компонентів притаманний і нафтогазоносним проявам.

Оскільки проникнення алмазів з мантиї і нижньої кори не викликає сумніву, то й компоненти нафти, судячи з наведених споріднених геохімічних особливостей, можуть бути з нею пов'язані.

Спорідненість виявляється й у територіальному розподілі проявів. Наприклад, у Східному Сибіру виявили, що родовища вуглеводневої сировини збігаються з полями кімберлітів.

Флюїдизати також можуть сприяти перетворенню вуглеводнів органічної речовини у рідкі й газоподібні форми. Парагенетичні зв'язки алмазів і вуглеводнів наявні, однак вони можуть бути і генетичними. Згадаймо популярну гіпотезу про походження вуглецю алмазів за рахунок нафтових вуглеводнів.

Флюїдизати сприяють формуванню деяких родовищ твердих корисних копалин (флюориту, сірки, солей і навіть благородних металів) у споріднених геологічних формаціях.

Зазначимо, що в мантиї та земній корі вуглець розподіляється по вертикалі певними рівнями (знизу): мантийні алмази + карбіди → корові еклогітові алмази + графіт (нижня кора) → графіт + неупорядкований графіт (верхня кора) → приповерхневі вуглеводні. Подібні де в чому ряди утворюються й у часі від раннього докембрю до неогену.

Головне практичне значення наведених зв'язків з погляду проблеми нафти і газу – це утворення на етапах активізації пасток і колекторів нового типу за участю флюїдизатно-експлозивних процесів.

На території південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи і відповідного перикратону особливо перспективними можуть бути брекчійові формації флюїдизатно-експлозивних структур, які з такого погляду ще не вивчали. Цей висновок підтверджують матеріали, отримані в Північній Америці, де експлуатують низку нафтогазоносних родовищ подібного типу. Проблема актуальна і для Українського щита, де поширені вибухові структури (Гуров, Гурський, Гурова, 2000). Щоправда, більшість дослідників трактує їх як астроблеми. Зазначимо, що вибухові структури перикратону перспективніші, оскільки є глибшими порівняно з північно-американськими (переважна більшість родовищ у Північній Америці залягає на глибині від 1,5 км і більше). Структури перикратону привабливіші й тому, що в його межах є прояви нафти і газу.

**STRUCTURAL-GEOLOGICAL PRECONDITIONS
OF OIL GIANTS OPENING IN THE ADVANCED DISPOSITIONS
OF THE MOBILE FRAME OF THE SIBERIAN PLATFORM NORTHEAST**

V. Grinenko

*Yakutian State Prospect-and-Survey Expedition of the State Committee
of the Geology and National Resources of the Sakha (Yakutia) Republic
24 Kalvitsa St., Yakutsk, 677009 Russia
E-mail: geopoisk@online.ru*

The territory of the Yakutian region is perspective on opening of giant oil deposits outside of traditional for it geological-structural conditions: not in plates poorly deployed complex of ancient Siberian platform, but in difficulty deployed complex of a folded (mountain) frame (on the part of the Pacific mobile belt).

Tectonic position of perspective territory on a number line of attributes (regional shielding thrust with participation allochthonous plates of the crystal base, underthrust “sealed” preorogenic pools – tanks with horizons productive domatics, normalising forlands stable cratons etc.) is similar to the provinces of Rocky Mountains and Appalachian Mountains, but has through (ocean–ocean) character and is accompanied by higher deep energy-stream and more powerful fluid-stream.

The high prospect of the Yakutian region on opening underthrust oilfield-giants is predetermined by a unique structural situation – it’s arranging for throuhdome of geosection Atlantic–Pacific.

Regional studying perspective territory by methods of deep structural seismic prospecting and a seismic tomography in a combination with promarketable chinks of deep drilling on offered suggested basic structures is recommended:

- a) Lower-Amga hard currency N 1 (Amga River) – bottom basin watercourse Menkyule (basin of Tompo River);
- b) Bahynaj hard currency (a mouth of Bahynaj River) – headwaters of the Soboloh-Majan River;
- c) f mouth of the Tas-Eyokit River – Bulkurskaja Anticline (a mouth of Chobukulah River, basin of Lena River);
- d) A lower reaches of the Anabar River – Begichev Island.

NOBLE METALS IN CARBON-BEARING ROCKS OF PRIMORYE**A. Khanchuk**

*Far East Geological Institute
Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences
159 Av. 100-letiya, Vladivostok, 690022 Russia*

The Khanka crystalline massif (Primorye) has been studied for gold and platinum content in graphite-bearing rocks.

Chemical analysis of leucocratic granite-gneiss, gabbro-amphibolite, biotite-feldspar-graphite and garnet-biotite-feldspar slates, which have undergone regional graphitization, showed a high carbon content up to 29–36 mas. %.

Gold (3–30 g/t) and platinum (4–52 g/t) contents of economic interest were measured in all above-mentioned varieties.

The isotopic composition of the carbon analysed in 8 samples was found to be unusually uniform [$^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = (-8,5) - (-8,7)\%$] which proves its mantle source.

The obtained data suggest genetic correlation of gold-platinoid mineralization with regional graphitization, occurred widely in the Middle-Riphean metamorphic complexes, which are located between the rivers of Kabarga, Tamga, and Kedrovka.